M. M. P. G.
INSTITUTUL
DE GEOLOGIE
ŞI GEOFIZICĂ

B·I.G
144198

DĂRI DE SEAMĂ
ALE ŞEDINŢELOR

COMPTES RENDUS
DES SÉANCES

TECTONICĂ
GEOLOGIE REGIONALĂ

VOL. 72-73
1985; 1986

5

BUCUREŞTI
ROMÂNIA
1988

Institutul Geologic al României

Coperta: Cristian Vasile

Institutul Geologic al României

MINISTERUL MINELOR, PETROLULUI ȘI GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. 72—73
(1985 ; 1986)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI
1988

Institutul Geologic al României

MINISTÈRE DES MINES, DU PÉTROLE ET DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS

DES

SÉANCES

TOME 72—73
(1985 ; 1986)

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE

BUCAREST
ROUMANIE
1988

Institutul Geologic al României

CUPRINS

1. Berza T., Seghedi A., Stănoiu I. Unitățile danubiene din partea estică a munților Retezat (Carpații Meridionali) 5
   Danubian Units in the Eastern Part of the Retezat Mountains (South Carpathians) (Summary) 20
2. Berza T., Seghedi A., Drăgănescu A. Unitățile danubiene din versantul nordic al munților Vîlcan (Carpații Meridionali) 23
   The Danubian Units in the Northern Vîlcan Mountains (South Carpathians) (Summary) 40
3. Berza T., Drăgănescu A. The Cerna-Jiu Fault System (South Carpathians, Romania), A Major Tertiary Transcurrent Lineament 43
   Sistemul de falii Cerna-Jiu (Carpații Meridionali, România), un lineament transcurent major de vîrstă terțiară (Rezumat) . . . 56
4. Dimitrescu R. Eléments structuraux préalpins dans le massif cristallin de Făgăraș 59
   Elemente structurale prealpine în masivul cristalin Făgăraș (Rezumat) 67
5. Dimitrescu R. La nappe de Lupșa dans la partie méridionale des monts Gilău 69
   Pînza de Lupșa în partea meridională a munților Gilău (Rezumat) . 74
6. Dimitrescu R. Note sur la structure du cristallin „autochtone" du Gilău de sud-ouest 75
   Notă asupra structurii cristalinului „autohton" al Gilăului de sud-vest 82
7. Dimitrescu R. Observations sur la structure du cristallin des monts Bihor et Gilău méridional 85
   Observații asupra structurii cristalinului munților Bihor și Gilău de sud (Rezumat) 90
8. Gheuca I. Versantul sudic al munților Făgăraș, litostratigrafie și tectonică 93
   The Southern Slope of the Făgăraș Mountains, Lithostratigraphy and Tectonics (Summary) 115
9. Hann H. P., Balintoni I. Geological Structure of the Olt Valley between Rășinari and Cîineni (South Carpathians) 119
   Structura geologică a Văii Oltului între Rășinari și Cîineni (Rezumat) 130
10. Hann H. P., Ricman C., Pană D. I., Săbău G., Bindea G., Tatu M. Structural and Petrographic Study of the Getic Nappe Metamorphics in the Căpățîna Mountains (South Carpathians) 131
    Studiu structural și petrografic al metamorfitelor pînzei getice din munții Căpățîna (Carpații Meridionali) 142
11. Iancu V., Visarion A. Lithological and Palynological Data on the Lower Paleozoic Nijudimu Formation, Danubian Domain 145

Institutul Geologic al României

Date litologice și palinologice privind formațiunea paleozoic inferioară de Nijudimu, domeniul danubian (Rezumat) 151
12. Iancu V., Balintoni I., Săbău G. Variscan Tectonic Units from the Getic Domain, Bozovici Zone 153
Unități tectonice varistice în cadrul domeniului getic, zona Bozovici (Rezumat) 161
13. Năstăseanu S., Popescu H., Negrea E. Alpine Structural Units in the Almaj Mountains 163
Unitățile structurale alpine din Munții Almajului (Rezumat) . . . 169
14. Năstăseanu S., Iancu V., Russo-Săndulescu D. Schema preliminară a unităților structurale din bazinele văilor Bela Reca și Riul Rece . . 171
Preliminary Sketch of the Structural Units from the Basins of the Bela Reca and Riul Rece Valleys (Summary) 176
15. Pomârleanu V., Negrea E. Preliminary Data on the Distribution of Fluid Inclusions in the Upper Paleozoic Sedimentary Rocks from the Lupac Region (Reșița Zone) 179
Date preliminare privind distribuția incluziunilor fluide în depozitele sedimentare paleozoic superioare din regiunea Lupac (zona Reșița) (Rezumat) 184
16. Pop Gr. A New Alpine Tectonic Unit in the Danubian Domain (South Carpathians) 187
O nouă unitate tectonică alpină în domeniul danubian (Carpații Meridionali (Rezumat) 201
17. Rusu A. Oligocene Events in Transylvania (Romania) and the First Separation of Paratethys 207
Evenimentele oligocene din Transilvania (România) și prima separare a Paratethysului (Rezumat) 222
18 Savu H. On the Presence of the Groși Unit in the Highiș Mountains and Its Origin 225
Asupra prezenței unității de Groși în munții Highiș și originea sa (Rezumat) 235
19. Savu H., Udrescu C., Lemne M., Neacșu V. Petrology, Geochemistry and Tectonics of the Ophiolites from the Oceanic Paleoridge of the Mureș Zone between Pîrnești, Troaș and Valea Zeldiș (Drocea Mountains) 237
Petrologia, geochimia și tectonica ofiolitelor din paleoridgeul oceanic al zonei Mureș între Pîrnești, Troaș și valea Zeldiș (munții Drocea) (Rezumat) 256
20. Savu H., Udrescu C., Lemne M., Romanescu O., Neacșu V. Petrology, Geochemistry and Tectonics of Ophiolites and Late Kimmerian Island Arc Volcanics from the Glodghilești-Săliștioara Tectonic Rise (Mureș Zone) 259
Petrologia, geochimia și tectonica ofiolitelor și vulcanitelor de arc insular neokimmerice din ridicarea tectonică Glodghilești-Săliștioara (zona Mureș) (Rezumat) 280
21. Săndulescu M. Les problèmes tectoniques de la courbure interne des Carpathes roumaines 283
Probleme tectonice ale curburii interne a Carpaților românești (Rezumat) 298
Book Review 301

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985, 1986), 1988, pag. 5—22

UNITĂŢILE DANUBIENE DIN PARTEA ESTICĂ A MUNŢILOR RETEZAT (CARPAŢII MERIDIONALI) [1]

DE

TUDOR BERZA [2], ANTONETA SEGHEDI [2], ION STĂNOJU [2]

Tectonic Units. Getic Nappe. Danubian Units. Lainici Unit. Granitic composition. South Carpathians — Crystalline Danubian domain — Retezat Mts.

Abstract

Danubian Units in the Eastern Part of the Retezat Mountains (South Carpathians). The paper presents the structure of the eastern part of the Retezat massif, in which we separated a post-tectonic cover as well as the following Alpine nappes (all of them consisting of a Precambrian crystalline basement and a Mesozoic sedimentary cover): the Getic Nappe, the Măru Upper Danubian Unit, the Lainici Lower Danubian Unit; the latter consists of two pre-Alpine units and a unique Mesozoic cover.

Résumé

Les unités danubiennes de la partie orientale des monts Retezat. L'étude présente la structure de la partie orientale du massif Retezat, où on a séparé une couverture post-tectonique et aussi les nappes alpines suivantes (toutes étant formées d'un soubassement cristallin et d'une couverture sédimentaire mésozoïque) : la nappe gétique, l'unité danubien supérieure de Măru, l'unité danubien inférieure de Lainici ; la dernière est formée de deux unités pré-alpines et d'une couverture mésozoïque unique.

Structura geologică a părţii estice a masivului Retezat apare complicată datorită prezenţei atît a numeroase unităţi tectonice de vîrste

[1] Predată la 23 mai 1985, acceptată pentru comunicare şi publicare la 23 mai 1985, prezentată în şedinţa din 24 mai 1985.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

diferite, cît și participării la constituția unora dintre acestea a mai multor secvențe litostratigrafice distincte. Corespunzînd în linii mari ariei ocupate de unitățile danubiene pe teritoriul foii Lupeni a Hărții geologice a R. S. România, scara 1 : 50 000, regiunea discutată aici este delimitată spre vest de meridianul Rîului Alb, spre nord și est, de metamorfitele seriei de Sebeș-Lotru din pînza getică și spre sud, de depozitele terțiare ale bazinului Petroșani. Ea reprezintă un sector mai coborît al crestei Carpaților Meridionali (cu înălțimea maximă de 1792 m în vîrful Tulișa), drenat spre nord de afluenții Streiului (Rîul Alb, Rîul Bărbat, Bărușorul, Muncelul) și spre sud de cei ai Jiului de vest (Bilugu, Valea de Brazi, Sterminosul, Mierleasa, Crevedia).

Schițată în linii mari (pentru bazinul Jiului) de Manolescu (1937), geologia formațiunilor danubiene din partea estică a munților Retezat a fost ulterior descrisă în lucrările prezentate de către Pavelescu (1953 a, b ; Pavelescu, Pavelescu, 1964) ; Solomon et al. (1972, 1973, 1976), Năstăseanu (1976), Savu și Schuster (1977), Stănoiu (1982), Stănoiu și Lejal-Nicol (1983), Macaleț (1983), precum și în rapoarte de prospecțiuni redactate de C. Micu, I. Solomon, Al. Pop, N. Gherasi, P. Zimmerman, O. și E. Strusievicz. Începute în 1978, cercetările noastre au fost pînă în prezent integrate în lucrări cu caracter mai general (Kräutner et al., 1981 ; Berza et al., 1983 ; Berza, Seghedi, 1983 ; Ștefănescu et al., 1985). Utilizînd terminologia propusă în aceste lucrări, deosebim în partea de est a masivului Retezat următoarele unități tectonice alpine (de sus în jos) : pînza getică, unitatea danubiană superioară de Măru și unitatea danubiană inferioară de Lainici.

A. Pînza getică

Deși această unitate nu intră în sfera preocupărilor noastre, menționăm că ea acoperă spre nord și est unitățile danubiene, fiind reprezentată prin șisturi cristaline aparținînd seriei de Sebeș-Lotru și depozite sedimentare mezozoice : carbonatice (Piatra Bărușorului, Piatra Coltanului) și detritice. De la Rîul Alb spre est, pînă la valea Crevedia, limita este dată de conturul de eroziune al planului de șariaj cutat larg, cu înclinări predominant nordice și estice și o închidere periclinală în zona Dealul Babii. În baza pînzei getice se remarcă existența unui nivel cu grosimi de ordinul zecilor de metri de roci cataclastice coezive, reprezentate cel mai frecvent prin gnaise plagioclazice sau microclinice și, mai rar, prin amfibolite. La nord de localitatea Paroșeni, între formațiunile danubiene și bazinul Petroșani se interpune o lamă de gnaise micacee de Sebeș-Lotru, ce se efilează treptat spre vest și a fost considerată de Manolescu (1937), Pavelescu și Pavelescu (1964) ca delimitată spre nord de planul de șariaj. După natura limitelor, pare însă mai probabil că această lamă, ca și una mai mică de la nord de Bărbăteni (Manolescu, 1937), aflorează între două falii inverse cu compartimentul sudic coborît ale sistemului Cerna-Jiu. Lama de la Paroșeni este acoperită pe cîteva sute de metri de o pornitură cu blocuri metrice de calcare danubiene, desprinse din versantul abrupt al muntelui Piatra Zănoagei și curse pînă deasupra depozitelor terțiare ale bazinului Petro-

Institutul Geologic al României

șani (dealul Scaunic), unde de sub calcare se extrage cărbune brun. Această situație este dificil de interpretat dacă se acceptă poziția în loc a calcarelor (Manolescu, 1937 ; Pavelescu, Pavelescu, 1964 ; Savu et al., 1967 ; Solomon et al., 1976), dar explicabilă prin recunoașterea transportului cuaternar al calcarelor.

B. Danubianul superior — unitatea de Măru

Dezvoltînd concepția exprimată de Stănoiu (1973), Kräutner et al. (1981) și Berza et al. (1983) au separat, în cadrul danubianului de la est de culoarul Timiș-Cerna, două grupe de unități (pînze) alpine danubiene. Grupul superior este reprezentat prin mai multe unități ce se depășesc progresiv spre est, la răsărit de Rîul Mare peste danubianul inferior așternîndu-se direct pînza cea mai de sus — unitatea de Măru. Deși pe Bistra Mărului această unitate cuprinde și depozite slab metamorfozate atribuite Devonianului (Savu et al., 1984), în munții Retezat ea este reprezentată numai printr-un fundament polimetamorf și o cuvertură mezozoică, ce aflorează doar în închiderea periclinală de la Dealul Babii. Grosimea lamei scade dinspre vest spre est, de la cca 1 km pînă la cca 100 m.

Seria de Zeicani. Fundamentul unității de Măru este reprezentat prin roci polimetamorfe descrise sub diferite denumiri și divers interpretate. Pavelescu (1953 b ; Pavelescu, Pavelescu, 1964) le-a atribuit în parte complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan și în parte seriei de Tulișa, Solomon și Pop (1973), seriei de Tulișa, apoi, în 1976, în parte seriei de Tulișa și în parte seriei cambriene în facies vulcanogen bazic (echivalentul complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan), iar Gherasi, Zimmermann (1974), Kräutner et al. (1981), Berza, Seghedi (1983) și Macaleț (1983), seriei de Zeicani. Majoritatea autorilor citați au considerat aceste roci epimetamorfice, dar caracterul lor este polimetamorf, aspectul actual fiind datorat retromorfismului (Berza, Seghedi, 1983). Argumentele cele mai importante în favoarea acestei afirmații sînt relictele de staurolit identificate de Solomon și Pop (1973) în zona Rîului Bărbat, de disten, citat de Savu et al. (1984) în zona Măru, și de hornblendă verde (Șerel-Rîu Bărbat). Atît mineralele index citate (ca și pseudomorfozele de albit+epidot după plagioclaz și clorit după granat), cît și aspectele structurale indică clar caracterul policiclic al acestor roci, ce au trecut printr-un stadiu de metamorfism de grad mediu, în ciuda aspectului macroscopic și uneori chiar microscopic de roci slab metamorfozate.

În ordinea frecvenței, în estul munților Retezat șisturile cristaline de Zeicani sînt reprezentate prin gnaise biotitice, gnaise amfibolice și amfibolite, calcare cristaline, gnaise micacee ± staurolit și gnaise microclinice. Diferite atît prin natura mineralelor din parageneza de intensitate medie, cît și a mineralelor din parageneza retrogradă, aceste roci au însă caractere structurale comune, date de o fază ulterioară de metamorfism dinamic. Structurile cele mai evidente sînt cele tipice pentru rocile deformate în zonele de falie (fault rocks — Sibson, 1977) : neorientate = cataclastice și orientate = milonitice. Toate rocile sînt

Institutul Geologic al României

coezive și prezintă un grad variabil de neomineralizare-recristalizare, dar densitatea și aspectul foliației milonitice variază în funcție de compoziția mineralogică a rocii deformate. Astfel, gnaisele microclinice, alcătuite aproape exclusiv din feldspați și cuarț, au o structură granulară, dată de granule mai mari sau mai mici, izometrice, de microclin, albit și cuarț, puternic deformate (cu structuri în benzi de deformare, subgranulări și eventual recristalizări). Calcarele cristaline pure apar de asemenea nefoliate, fiind alcătuite din granule de calcit cu dimensiuni de la zecimi de milimetru la milimetrice. Gnaisele amfibolice și biotitice prezintă însă o foliație milonitică clară, dată atît de distorsionarea mineralelor cu habitus foios sau acicular în acest plan, cît și de o rubanare de diferențiere, imprimată de mineralele de temperatură joasă (albit, mice albe fine, epidot, actinot etc.). Frecvent, această foliație se curbează în jurul unor porțiuni mai puțin zdrobite; în spărtură, rocile se desfac după planele de foliație milonitică, ce au aspectul unor solzi de pește. În cazul rocilor inițial bogate în filosilicați (micașisturi, gnaise micacee) sau rubanate (calcare cu silicați), foliația milonitică devine extrem de penetrativă și apare adeseori crenulată de clivaje mai noi.

Aceste variații ale aspectului rocilor arată că, în condițiile de presiune, temperatură și rată a deformării în care a evoluat stiva metamorfitelor de Zeicani în tectogenezele alpine, factorul cel mai important pentru încadrarea rocilor din punctul de vedere al metamorfismului dinamic este cel al mineralogiei inițiale, roci cataclastice nefoliate învecinîndu-se cu milonite.

O caracteristică a cataclazitelor și milonitelor de Zeicani este dată de intensitatea ridicată a fenomenului de recristalizare-neomineralizare. Cu excepția porfiroclastelor (plagioclaz, microclin, cuarț, hornblendă, muscovit, staurolit), aceste roci sînt alcătuite din neominerale de temperatură joasă : clorit, mice albe fine, epidot, tremolit, albit, stilpnomelan, oxizi și hidroxizi de fier, leucoxen, pirită, calcit, cuarț, toate cu granulație fină, submilimetrică. Din aceste motive ele intră în seria milonite-blastomilonite, ocupînd, tot în funcție de compoziție, poziții mai apropiate de unul sau altul dintre acești termeni finali. Pozițiile foliației milonitice sînt în mare paralele cu pozițiile în zona respectivă ale planelor de șariaj de la partea inferioară și superioară a lamei reprezentată de unitatea de Măru. Densitatea foliației descrise mai sus și intensitatea neomineralizației nu prezintă însă relații în legătură cu apropierea de planele de șariaj din bază și acoperiș, în aria de la est de Rîul Alb întregul volum al unității de Măru apărînd ca regenerat alpin.

Cuvertura alpină. După cum s-a mai amintit, în bazinul văii Crevedia lama de gnaise milonitizate de Zeicani suportă depozite atribuite de Manolescu (1937), Pavelescu, Pavelescu (1964) și de Solomon et al. (1976) Jurasicului și Cretacicului. Acestea sînt reprezentate printr-un nivel bazal gros de la cîțiva metri pînă la o sută de metri de conglomerate, gresii și siltite pe care le atribuim Liasicului și o stivă groasă de la cîțiva metri (bazinul superior al văii Crevedia, respectiv valea Zănoaga) pînă la 200 m (bazinul inferior al

Institutul Geologic al României

văii Crevedia — dealul Cununa) de calcare jurasic superior-cretacic inferioare (calcarele de Lupeni — Drăgănescu, în Berza et al., 1987). Și aceste roci sînt puternic deformate, gresiile și microconglomeratele evidențiind cel mai puternic efectele metamorfismului dinamic de grad scăzut prin subgranulări, benzi de deformare, recristalizări și blasteza unor mice fine incolore ; în secțiunile subțiri efectuate pe aceste roci nu a fost identificat cloritoidul, probabil datorită nerealizării condițiilor de chimism necesare pentru formarea sa. Atunci cînd stiva de roci carbonatice se îngroașă, deformările sînt mai puțin evidente, calcarele avînd, chiar în dealul Cununa, aspectul masiv caracteristic secvenței carbonatice jurasice.

C. Danubianul inferior — unitatea de Lainici

Unitatea alpină cu cea mai largă arie de aflorare în partea estică a munților Retezat este totodată și unitatea cea mai de jos deschisă de eroziune în acești munți. Separată inițial sub denumirile de unitatea de Viezuroiu (Kräutner et al., 1981) sau de unitatea danubiană inferioară (Berza et al., 1983), această unitate încalecă însă, în munții Vîlcan de est și Parîng, peste unitatea de Schela, cea mai de jos unitate alpină observabilă în Carpații Meridionali. De comun acord cu H. Kräutner și R. Dimitrescu, propunem acum pentru această unitate denumirea de unitatea de Lainici (loc în defileul Jiului unde încălecarea peste unitatea de Schela este evidentă), întrucît pîrîul Viezuroiu are cea mai mare parte a cursului său în unitatea de Schela, iar denumirea de unitate danubiană inferioară este generică, aplicîndu-se și celei de Schela.

Asemănător situației cunoscute în munții Vîlcan și Parîng, în partea estică a munților Retezat unitatea alpină de Lainici apare constituită din două unități prealpine și o cuvertură alpină comună ambelor unități. După terminologia folosită de Kräutner et al. (1981) și Berza et al. (1983), unitățile prealpine sînt de Retezat-Parîng și, respectiv, de Vîlcan-Pilugu.

1. *Unitatea de Retezat-Parîng în partea estică a munților Retezat*

Unitatea de Retezat-Parîng aflorează cu precădere pe clina nordică a părții estice a masivului Retezat, în bazinele Rîului Alb, Rîului Bărbat, Bărușorului și Muncelului, unde este reprezentată prin metamorfitele seriei de Drăgșan și granitoidele de Retezat. În munții Vîlcan această unitate are și o cuvertură paleozoic inferioară (formațiunea ordoviciană de Coarnele — Stănoiu, 1976), ce apare în sinclinale pensate între amfibolitele de Drăgșan (Berza et al., 1987); probabil secvențele slab metamorfozate ce aflorează la izvoarele afluenților stîngi ai Jiului românesc (Bilugu, Valea de Brazi, Sterminosu, Mierleasa) aparțin de asemenea unității de Retezat-Parîng și nu celei subjacente, cum s-a considerat anterior (Savu, Schuster, 1977 ; Kräutner et al., 1981 ; Stănoiu, 1982 ; Berza et al., 1983).

Institutul Geologic al României

Seria de Drăgşan (Pavelescu, 1953 a, b) este o secvenţă polimetamorfă cu predominarea generală a amfibolitelor în diverse grade de retromorfism, ce imprimă o dominantă verde aflorimentelor. Divizată iniţial într-un complex inferior amfibolitic şi unul superior cloritosericitos (Pavelescu, 1953 a, b ; Pavelescu, Pavelescu, 1964), respectiv într-o serie infracambriană şi una cambriană (Solomon et al., 1976), această stivă a fost ulterior subîmpărţită în munţii Vîlcan într-o secvenţă amfibolitică (corespunzînd ambelor subdiviziuni de mai sus) şi una a gnaiselor micacee, superioară primeia (Berza, 1978). Remarcînd abundenţa deosebită a gnaiselor oculare în bazinul Rîului Bărbat, în cadrul seriei de Drăgşan a fost separată formaţiunea gnaiselor oculare de Făgeţel (Berza, Seghedi, 1983).

În partea estică a munţilor Retezat, seria de Drăgşan este reprezentată, pe cele mai mari suprafeţe, de gnaisele oculare de Făgeţel. Separate pentru prima oară de Solomon et al. (1976), în zona de confluenţă a Rîului Bărbat cu pîrîul Făgeţel şi în cîteva puncte din bazinele Bărăşorului şi Muncelului, aceste gnaise sînt caracterizate prin prezenţa unor cristale de pînă la 1—2 cm de microclin, cu contur ovoidal sau chiar idiomorf. În cotul Rîului Bărbat, unde sînt cel mai bine păstrate, ele sînt constituite, pe lîngă megacristalele de microclin, şi dintr-o matrice cu granulaţie milimetrică, alcătuită din cuarţ, plagioclaz, microclin şi biotit. Acest aspect al gnaiselor oculare este însă cel mai frecvent alterat de transformări ulterioare, ce afectează atît structura, cît şi mineralogia iniţială. Din punct de vedere structural, se remarcă subgranularea cristalelor de cuarţ şi feldspaţi, ce dau rocilor un aspect perlat („ocelar") şi apariţia unei foliaţii milonitice, iar din punct de vedere mineralogic se observă cloritizarea biotitului, decalcifierea (cu separare de epidot) plagioclazului şi apariţia schachbrettalbitului sau stilpnomelanului pe feldspatul potasic. Micul procent de epidot şi clorit prezent în aceste roci retromorfozate le imprimă o culoare verzuie, iar foliaţia milonitică le dă un aspect şistos, astfel încît ele au fost descrise pînă în prezent ca şisturi sericito-cloritoase.

Local, în aceste gnaise oculare apar nivele cu grosimi metrice sau zeci de metri, ce se extind pe direcţie cîteva sute de metri, de amfibolite (Solomon, Pop, 1970). Alcătuite din hornblendă comună şi plagioclaz, aceste amfibolite apar în general masive, lipsite de rubanare şi au o granulaţie variabilă, de la 1—2 mm pînă la 1 cm.

Amfibolitele şi gnaisele amfibolice formează fondul seriei de Drăgşan din munţii Retezat (formaţiunea de Rîu Bărbat), ocupînd mari suprafeţe în valea Lăpuşnicului Mare, la izvoarele pîraielor Scorota şi Buta şi flancînd gnaisele oculare de Făgeţel atît spre nord, cît şi spre sud (unde includ şi un mic corp de ultrabazite serpentinizate, evidenţiat de Solomon et al., 1976). Deşi în general parageneza amfibol + plagioclaz ± granat este conservată integral sau parţial, în numeroase zone ea este înlocuită cu cea clorit ± tremolit ± albit ± calcit, situaţie generală pe limita sudică a fîşiei de aflorare a seriei de Drăgşan, respectiv linia de încălecare peste unitatea de Vîlcan-Pilugu.

Masivul granitoid Retezat aflorează în regiunea cercetată în nordul ariei ocupate de unitatea de Retezat-Parîng. Spre nord este aco-

Institutul Geologic al României

perit de formațiunile de cuvertură, iar spre sud ia contact cu seria de Drăgșan, în care este cantonat. Natura acestui contact a fost diferit interpretată : de intruziune (Pavelescu, 1953 b ; Solomon et al., 1976 ; Macaleț, 1983) sau tectonică (Pop, 1972). Situația este similară cu contactul vestic al masivului (bazinele Nucșoarei, Rîușorului, Zlatei și Lăpușnicului), unde a fost de asemenea considerat fie de intruziune, fie tectonic ; amplificarea efectelor dinamice spre periferia masivului și faptul că vergențele celor două limite sînt de sens opus (sudică în sud și nordică în nord) l-au determinat pe Pavelescu (1953 a, b) să aprecieze că întregul masiv granitoid de Retezat ar străpunge diapir seria de Drăgșan, determinînd retromorfismul acesteia în zonele învecinate contactului. Macaleț (1983) consideră însă că intruziunea granitoidelor de Retezat generează o aureolă de contact, în care are loc biotitizarea și feldspatizarea unor roci apreciate a fi fost anterior metamorfozate în faciesul șisturilor verzi.

Pentru acceptarea naturii intruzive a contactelor masivului Retezat pledează apariția locală în această zonă a unor diorite cu hornblendă și biotit (versantul sudic al muntelui Lănciul, pîrîul Jugului), asemănător zonelor marginale ale altor plutoni danubieni (Frumosu — Berza et al., 1982 ; Vîrful Pietrii — Andăr, 1984). În bazinul Rîului Bărbat, amfibolitele adiacente masivului nu evidențiază biotitizări, dar în general amfibolitele din imediata vecinătate a masivelor granitoide (Culmea Cernei, Parîng) nu își modifică mineralogia sau structura, parageneza plagioclaz+hornblendă fiind stabilă atît în metamorfismul regional de grad mediu, cît și în cel termic.

Granitoidele de Retezat sînt reprezentate prin granodiorite cu biotit și muscovit, în general echigranulare (granulație 1—5 mm), mai rar porfiroide datorită apariției unor megacristale de feldspat potasic (pînă la 5 cm) ; în zonele marginale apar și diorite cu hornblendă și biotit. Aspectele structurale variază mult, granitoidele apărînd de la masive (local, în zona centrală a corpului), prin tipuri foliate, pînă la milonite microcutate (îndeosebi în zonele marginale). Foliația milonitică este marcată atît de dislocarea și orientarea în planul ei a mineralelor magmatice, cît și de blasteza unui muscovit fin.

Vîrsta seriei de Drăgșan și a granitoidelor de Retezat nu este precizată în momentul de față. Vîrstele K-Ar între 126—207 milioane ani (Grünenfelder et al., 1983) sînt evident regenerate alpin, dar superpoziția, în munții Vîlcan, a formațiunii ordoviciene de Coarnele (Stănoiu, 1976) și corelări regionale (Kräutner et al., 1981) indică sigur o vîrstă ordoviciană și, foarte probabil, una precambriană pentru formarea, metamorfismul și granitizarea seriei de Drăgșan.

Formațiunea de Valea de Brazi este reprezentată prin metaconglomerate, metagresii și filite, ce afloreză la izvoarele văilor Bilugu, de Brazi, Sterminos, Mierleasa, Muncelului și Crevedia. Descrise și sub denumirile de serie de Tulișa (Pavelescu, 1953 a ; Pavelescu, Pavelescu, 1964 ; Solomon et al., 1976), conglomerate de Retezat (Năstăseanu, 1976), serie de Tusu (Stănoiu, 1976, 1982 ; Kräutner et al.,

Institutul Geologic al României

1981), aceste secvențe au fost atribuite formațiunii de Valea de Brazi (Schuster, in Năstăseanu et al., 1975), după profilul tip, și formațiunilor de Valea de Brazi și Culmea Bradului (Stănoiu, Lejal-Nicol, 1983 — manuscris; Iancu et al., 1984). Avînd în vedere faptul că atît sub denumirea de seria de Tulișa, cît și sub cea de serie de Tusu au fost cuprinse secvențe cu vîrste și evoluții metamorfice extrem de variate, reactualizăm denumirea propusă de Schuster (în Năstăseanu et al., 1975), incluzînd deci atît secvența descrisă sub acest nume de Stănoiu și Lejal-Nicol (1983 — manuscris) și Iancu et al. (1984), cît și cea atribuită de acești autori formațiunii de Culmea Bradului. O problemă deschisă o constituie eventuala prezență în cadrul formațiunii de Valea de Brazi, între valea Bilugu și Dealu Mare, a unor intercalații de metavulcanite acide (Stănoiu, 1982). Considerăm că întreaga zonă de aflorare a „seriei de Tulișa" de pe versantul sudic al munților Retezat de est este o zonă de imbricare și pensare a unor depozite mai noi în fundamentul unității de Retezat-Parîng.

Vîrsta secvențelor pe care le atribuim formațiunii de Valea de Brazi este controversată. Inițial conferită Silurianului pe baze microfloristice (Năstăseanu, 1976), ea a fost atribuită Devonianului (Stănoiu, 1976) pe considerente stratigrafice, Devonianului superior (Stănoiu, 1982) prin identificarea, în versantul sting al Văii de Brazi, a unei asociații macrofloristice, Carboniferului superior și Permianului prin redatarea aceluiași material (Stănoiu, Lajal-Nicol, 1983 — manuscris) și Carboniferului superior și Permianului (Iancu et al., 1984), din nou pe baze microfloristice, dar cu mențiunea existenței și a unor spori devonieni în probele respective. Considerînd total nejustificată invocarea Permianului, reținem ca interval probabil Silurian-Carboniferul. Metamorfismul formațiunii, asociat unei cutări superficiale, se caracterizează prin neoformare de illit, clorit, rutil, grafit, păstrîndu-se, în bună parte, asociații mineralogice sedimentare (Iancu et al., 1984). Aceste transformări paragenetice și structurale, considerate ca efecte ale unei deformări hercinice tîrzii (Stănoiu, Lejal-Nicol, 1983; Iancu et al., 1984), ar putea fi legate de faza de compresiune ce a dus la șariajul unității de Retezat-Parîng peste unitatea de Vîlcan-Pilugu. Deoarece acest șariaj este acoperit spre vest de depozitele permian-mezozoice din Piule, iar în munții Vîlcan el este sigilat de calcarele de Oslea, fiind deci cu siguranță prepermian, vîrsta ce i se poate atribui depinde (în jos), de vîrsta formațiunii de Valea de Brazi și (în sus) de vîrsta calcarelor de Oslea (Jurasic sau Carbonifer ?).

2. *Unitatea de Vîlcan-Pilugu în partea estică a munților Retezat*

Unitatea de Vîlcan-Pilugu aflorează în partea estică a munților Retezat, în bazinele afluenților stîngi ai Jiului de vest, dar și pe izvorul estic al pîrîului Muncelu, ce deschide, de asemenea, șisturi cristaline și granitoide aparținînd acestei unități. Este constituită din seria cristalofiliană de Lainici-Păiuș, străbătută de migmatite arteritice, numeroase corpuri de granitoide și nenumărate dykeuri de microdiorite porfirice.

Institutul Geologic al României

Seria de Lainici-Păiuș este o succesiune esențialmente detritogenă de roci polimetamorfe, alcătuită, pe versanții sudici ai munților Vîlcan și Parîng, din două subdiviziuni : formațiunea carbonato-grafitoasă și formațiunea cuarțitelor și a gnaiselor biotitice (Berza, 1978; Schuster, 1980) ; ambele formațiuni reapar și pe versantul sudic al munților Retezat de est, de la valea Buta pînă în valea Crevedia. Aria ocupată de seria de Lainici-Păiuș a fost atribuită integral seriei clastice (partea retromorfozată a seriei de Drăgșan — Berza, 1978) de către Manolescu (1937), dar Pavelescu (1953 a) a separat subdiviziunea cuarțitică sub denumirea de serie de Pilugu ; ulterior, Pavelescu și Pavelescu (1964) au introdus și în munții Retezat denumirea de serie de Lainici-Păiuș pentru secvența cuarțitică. Subdiviziunea carbonato-grafitoasă a rămas însă la complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan (Pavelescu, 1953 a ; Pavelescu, Pavelescu, 1964), pînă ce Solomon et al. (1976) au arătat că întreaga stivă de șisturi cristaline de pe versantul sudic al munților Retezat de est este identică cu cea de pe versantul sudic al munților Vîlcan, idee susținută și de Berza și Seghedi (1983). Pentru Savu și Schuster (1977), soluția Manolescu (1937) a rămas însă valabilă, autorii atribuind seriei de Vîlcan (= seria clastică) întreaga arie ocupată în munții Retezat de seria de Lainici-Păiuș.

Formațiunea carbonato-grafitoasă aflorează în cursul superior al pîraielor Bilugu, Valea de Brazi, Sterminos și pe pîraiele Mierleasa, Mierlașul și Crevedia. Predomină calcarele cristaline, gnaisele micacee±grafit și amfibolitele, dar apar și cuarțite, gnaise biotitice sau gnaise cuarțo-feldspatice.

Formațiunea cuarțitelor și gnaiselor biotitice aflorează doar pe cursul inferior al pîraielor Bilugu, Valea de Brazi și Sterminos. Cuarțitele și gnaisele micacee sînt tipurile dominante, dar apar și gnaise micacee±grafit sau amfibolite.

Ambele formațiuni sînt străbătute de migmatitele arteritice caracteristice seriei de Lainici-Păiuș (Pavelescu, Pavelescu, 1964 ; Stan, 1970; Berza, 1972 ; Savu et al., 1974 ; Solomon et al., 1976). Petrografic, acestea sînt leucogranite muscovitice (±biotit±granat±turmalină) cu granulație extrem de variabilă, de la submilimetrică pînă la centimetrică ; este caracteristică culoarea cenușie pînă la neagră a feldspatului potasic. Fiziografic, aceste migmatite îmbracă aspecte variate, în mare măsură dependente de roca migmatizată : flebitice în cuarțite, stromatice pînă la nebulitice în gnaisele biotitice, oftalmitice în anumite fîșii.

Caracterizată prin această abundență a injecțiilor migmatice de leucogranite, seria de Lainici-Păiuș este străbătută, în partea estică a munților Retezat, și de numeroase corpuri de granite biotitice, granodiorite cu biotit și hornblendă și de diorite cu hornblendă și biotit, cu dimensiuni în general de ordinul kilometrilor (pe lungime) și sutelor de metri (pe lățime), dintre care cel mai mare este masivul Buta.

Asemănător situației din munții Parîng și Vîlcan, și în partea estică a munților Retezat seria de Lainici-Păiuș apare sub grad metamorfic mediu, dovedit de caracterul regional al paragenezelor hornblendă+andezin+almandin în amfibolite, calcit+diopsid în calcare cristaline, biotit+muscovit+oligoclaz±almandin±silicați de aluminiu

Institutul Geologic al României

pinitizați în gnaisele micacee. Pînă la identificarea naturii exacte a silicaților de aluminiu pinitizați, presupunem că aceștia sînt sillimanitul și andaluzitul, minerale caracteristice seriei de Lainici-Păiuș din munții Vîlcan și Parîng. Parageneza de temperatură înaltă și presiune medie (metamorfism danubian, Savu, 1970) este însă în general înlocuită de parageneze de temperatură scăzută, caracterizate prin dezvoltarea albitului, cloritului, epidotului, actinotului, stilpnomelanului, calcitului etc. În paralel, apar și foliații noi, rocile arătînd frecvent puternice reorganizări structurale și mineralogice, cu atît mai evidente cu cît distanța pînă la contactul cu seria de Drăgșan scade. În valea Crevedia, unde seria de Lainici-Păiuș ia direct contact (tectonic) cu seria de Zeicani din unitatea de Măru, se observă de asemenea dezvoltarea unei zone milonitice.

Vîrsta unor granitoide intruse în seria de Lainici-Păiuș în munții Parîng fiind dedusă prin analize U-Pb și K-Ar ca 600-650 milioane de ani (Grünenfelder et al., 1983), rezultă clar vîrsta precambriană a sedimentării, metamorfismului și granitizării seriei de Lainici-Păiuș.

Corpurile de granitoide, intruse în seria de Lainici-Păiuș din partea sud-estică a munților Retezat, au fost conturate diferit de antecercetători, principalul dezacord constînd în limitarea spre est a masivului Buta la Valea Bilugului (Solomon et al., 1976), sau în atribuirea acestuia și a corpurilor din bazinele estice (Pavelescu, 1953 a ; Pavelescu, Pavelescu, 1964 ; Savu, Schuster, 1977) ; în ce ne privește, confirmăm conturul estic al masivului Buta trasat de Solomon et al. (1976), dar recunoaștem existența unor corpuri dioritice și granodioritice și în zonele estice.

Masivul granitoid Buta este reprezentat îndeosebi prin granodiorite cu biotit și hornblendă cu textură masivă, granulație 1-3 mm și un idiomorfism accentuat al plagioclazilor și melanocratelor ; în zona centrală predomină granite fin granulare (1 mm) cu biotit și muscovit.

Un masiv dioritic aflorează din Valea Bilugului, prin Valea de Brazi, izvoarele pîrîului Sterminos și Dealu Mare, pînă la izvoarele pîrîului Mierleasa. Alcătuite din cristale milimetrice de plagioclaz, puțin cuarț și hornblendă, aceste diorite apar însă cel mai frecvent intens forfecate, cu transformarea hornblendei în clorit și a plagioclazului în mase albito-epidotice.

Între pîraiele Mierleasa, Mierlașul și Crevedia apare un alt corp, alcătuit din granodiorite biotitice cu granulație 1-3 mm, mai mult sau mai puțin afectate de foliații milonitice.

Extrema asemănare a ariei de aflorare din sud-estul munților Retezat cu aria clasică a seriei de Lainici-Păiuș din versanții meridionali ai munților Vîlcan și Parîng este întregită de larga dezvoltare și în acest areal a dykeurilor de *microdiorite-microgranodiorite porfirice,* caracteristice unității de Vîlcan-Pilugu. Cu lățimi de la decimetrice la cîteva zeci de metri și lungimi de la sute de metri la kilometri, aceste dykeuri evidențiază, prin structura lor în general porfirică și granulația extrem de fină a pastei (în dykeurile mici sau la marginile celor mari), o intruziune postmetamorfică și postgranitică, constituind

Institutul Geologic al României

o provincie magmatică distinctă. Neafectînd depozitele ordoviciene, aceste dykeuri pot fi atribuite fie Precambrianului terminal, fie, mai puțin probabil, Cambrianului.

3. *Cuvertura alpină a unității de Lainici din partea estică a Munților Retezat*

În partea estică a munților Retezat, atribuim cuverturii alpine a unității de Lainici (comună deci atît unității de Retezat-Parîng, cît și celei de Vîlcan-Pilugu) atît depozitele permiene și jurasic-cretacice din masivul Stănuleți-Piule și din Păroasa, cît și secvențele detritice și carbonatice separate anterior sub denumirile de serie de Tulișa (Pavelescu, Pavelescu, 1964 ; Solomon et al., 1976), de formațiuni de Retezat și Oslea (Năstăseanu, 1976), sau de formațiuni de Tusu și Gîrbovu (Stănoiu, 1976). Astfel, recent, Stănoiu și Lejal-Nicol (1983 — manuscris) au extins vîrsta mezozoică și asupra formațiunii de Oslea, considerînd că în zona Mehedinți-Retezat apar următoarele formațiuni mezozoice : formațiunea liasică de Baia de Aramă, formațiunea de Poiana Mare cu membrul inferior — gresia de Valea Boului — dogger și membrul superior — calcarele de Oslea — jurasic superior-cretacic inferior, formațiunea de Nadanova — cenomanian-turonian superioară, formațiunea de Mehedinți — senoniană. Acceptînd pentru masivul Retezat, similar cu situația din munții Vîlcan (Berza et al., 1987), vîrsta jurasică a gresiei de Valea Boului și a calcarelor de Oslea, considerăm totuși că aceste denumiri pot fi aplicate, după cum au procedat Stănoiu (1976), Năstăseanu (1976) și Kräutner et al. (1981), doar secvenței carbonatice (cu termen detritic inferior) intens deformate, din extremitatea nordică și estică a masivului Retezat (fîșia Valea Mălăieștilor-Rîul Alb-Rîul Bărbat-Bărușoru-Muncelu ; valea Crevedia-Piatra Zănoagei ; Vîrful Bai ; Dealu Sec-Coasta Laturii). Pentru secvența carbonatică mai puțin deformată (foliația plan-axială mai slab exprimată) și pentru termenul ei bazal detritic din munții Piule-Albele-Iorgovanu-Stănuleți, considerăm utile denumirile de calcare de Stănuleți și gresie de Albele, după munții unde Nopcsa (1905) a dovedit paleontologic vîrsta lor jurasică. Atribuim, asemănător cu situația din munții Vîlcan, deformarea mai intensă a calcarelor de Oslea faptului că ele se află în zona care a fost încălecată de danubianul superior, în timp ce zona Stănuleți, asemănător cu versantul sudic al masivului Vîlcan, a fost acoperită doar de șariajul getic (depășirea șariajului intradanubian de către pînza getică fiind vizibilă în versantul stîng al Lăpușnicului Mare, în valea Paltinei, Gherasi et al., 1986). Este greu de explicat puternica reorganizare structurală și mineralogică observabilă pe grosimi ce ating kilometrul, atît dedesubtul planului de șariaj intradanubian (în cuvertura și în partea superioară a fundamentului unității de Lainici), cît și deasupra acestuia (în fundamentul danubian superior — seria de Zeicani), care contrastează cu caracterul mult mai localizat (zeci, rar sute de metri) al efectelor șariajului getic. Grosimile de îngropare fiind probabil echivalente (cîțiva kilometri), pare posibil ca această deosebire să se datoreze vitezelor diferite cu care s-au realizat încălecările (respectiv subîmpingerile)

Institutul Geologic al României

getică (viteză mai mare, comportament predominant casant al principalelor tipuri litologice) și intradanubiană (viteză mai mică, creep aseismic, comportament predominant ductil). Un alt efect al șariajelor laramice (getic și intradanubian) îl reprezintă caracterul aproape universal al decolărilor cuvertură/fundament sau al diferiților termeni ai cuverturii între ei, aspect sesizat încă de la începutul cercetărilor stratigrafice în danubian de Manolescu (1937) și Paliuc (1937), dar reactualizat recent de Berza et al. (1984). Din acest motiv, în cazul formațiunilor danubiene, limitele stratigrafice au fost reprezentate cu un semn aparte, semnificînd un contact stratigrafic decolat.

Liasic. Subjacent calcarelor de Oslea (sau gresiei de Valea Boului, acolo unde aceasta este conservată), se dezvoltă un pachet de roci detritice care arată variații pe direcția E-V. Astfel, în extremități — în vest între Rîul Alb și Rîul Bărbat, în est de la pîrîul Bărușoru la izvoarele Crevediei — granitoidele de Retezat sau seria de Drăgșan sînt acoperite, aproape continuu, de un nivel gros de la cîțiva metri pînă la cîteva zeci de metri de conglomerate (de Apa Beușii — Macaleț, 1983), microconglomerate și gresii bogat feldspatice, alb-cenușii, slab micacee, intens deformate, cu neoformație de mice fine în matrice. Între Rîul Bărbat și Bărușoru se constată atît îngroșarea formațiunii — pînă la circa 200 m —, cît și o mai mare variație litologică, de la conglomerate (de Retezat — Năstăseanu, 1976) cu elemente ce pot atinge pînă la 10 cm, prin microconglomerate și gresii, pînă la ardezii. Termenii psamitici și pelitici sînt în general de culoare negricioasă, datorită unui pigment cărbunos și conțin frecvent cloritoid (semnalat de Solomon et al., 1976) și pirofilit (determinat de S. Rădan, căruia îi mulțumim pe această cale). Aspectele de afloriment și secțiuni subțiri justifică întru totul echivalarea acestei succesiuni cu formațiunea de Schela (Liasic în facies de tip Gresten).

În Piatra Zănoagei termenul liasic lipsește, calcarele de Oslea repauzînd direct pe fundamentul cristalin, reprezentat în acea arie prin seria de Lainici-Păiuș.

Calcarele din dealul Păroasa (nord de Cîmpu lui Neag), acceptate drept jurasice de toți cercetătorii, repauzează spre V, N și E pe un pachet gros de cîteva zeci de metri de microconglomerate, gresii și siltite atribuit Liasicului de Pavelescu (1953 a), Stan et al. (1976) și Stănoiu și Lejal-Nicol (1983 — manuscris), dar conferit Carboniferului de Solomon et al. (1976). Împreună cu calcarele suprajacente, aceste depozite apar la egală distanță de depozitele jurasice din versantul drept al văii Buta (spre vest) și martorii de eroziune din Tulișa-Baiu și Coasta Laturii-Dealu Sec (amintiți mai sus și atribuiți de Stănoiu și Lejal-Nicol, 1983, și de noi tot Jurasicului), argumentînd paralelizarea făcută între secvențele din Stănuleți-Piule și conglomeratele de Retezat + formațiunea de Oslea din estul masivului Retezat.

Dogger. Asemănător cu situația din munții Vîlcan și Parîng (Năstăseanu, 1976 ; Stănoiu, 1976), în partea estică a munților Retezat local se constată, la baza calcarelor de Oslea, apariția unui pachet metric de gresii feldspatice — gresia de Valea Boului. Semnalată în vîrful Baiu,

Institutul Geologic al României

mamelonul Coasta Laturii și vîrful Păroasa, această gresie a fost atribuită Doggerului de Stănoiu și Lejal-Nicol (1983 — manuscris), prin comparație cu depozite similare din zona Cernei.

Jurasic superior-?Cretacic inferior. Acceptînd schema propusă de Stănoiu și Lejal-Nicol (1983), atribuim acestui interval atît calcarele din Păroasa-Valea de Brazi, cît și ceea ce a fost descris anterior, în extremitatea estică a munților Retezat, drept calcare din seria de Tulișa (Pavelescu, Pavelescu, 1964 ; Solomon et al., 1976 ; Macaleț, 1983) sau drept calcare din formațiunea de Oslea (Năstăseanu, 1976), respectiv de Gîrbovu (Stănoiu, 1976). Asemănător cu situația din munții Vîlcan, calcarele de Oslea se dispun fie peste gresia de Valea Boului, fie peste secvența liasică, fie direct pe fundamentul cristalin, reprezentat prin seriile de Drăgșan sau Lainici-Păiuș și granitoidele asociate. Caracterul accentuat de decolare cuvertură/fundament este extrem de evident în Piatra Zănoagei, unde calcarele de Oslea prezintă în mod constant un pachet bazal gros de 5-20 m în care apar budine și lame, milimetrice pînă la decimetrice, de gnaise micacee, amfibolite, granitoide, ambalate din substrat. Aceste lame au o dispoziție paralelă cu contactul calcar/fundament și cu foliația extrem de marcată a calcarelor de Oslea, foliație dovedită a fi de plan axial de nenumăratele cute intrafoliale relicte. Din acest motiv, grosimile aparente (de la 0 la 100 m) ale lamei de calcare de Oslea sînt grosimi tectonice, în care rabotările sau îngrămădirile locale duc la dispariția sau îngroșarea pachetului.

Senonian. Peste calcarele de Oslea, în Dealu Sec și bazinul pîrîului Muncelu se dispune un pachet cu o grosime de pînă la 200 m de microconglomerate, gresii micacee, argilite și marnocalcare, atribuit de Stănoiu și Lejal-Nicol (1983 — manuscris) acestui interval sub denumirea de formațiune de Mehedinți. Caracterul mult mai grezos al secvenței în raport cu stratotipul din Podișul Mehedinți și incertitudinile privind vîrsta ne conduc să propunem denumirea de formațiune de Dealu Sec. Intens deformate (cutare izoclinală cu dezvoltarea unei foliații de plan axial, ulterior crenulată), aceste depozite evidențiază blasteza unei mice fine incolore în matricea gresiilor și conglomeratelor și o incarbonizare avansată a materiei organice din marnocalcare, dovedind (asemenea tuturor termenilor cuverturii alpine) amprenta metamorfismului laramic de grad foarte scăzut.

Spre nord și est, formațiunea de Dealu Sec, sau direct calcarele de Oslea, cînd aceasta lipsește, suportă tectonic șisturile cristaline milonitizate ale seriei de Zeicani din unitatea danubian superioară de Măru.

BIBLIOGRAFIE

Andăr P. (1984) Studiul petrologic al masivelor granitoide din Munții Petreanu. Teză de doctorat, Universitatea din București.

Berza T. (1972) Șisturi cristaline și roci granitoide între Valea Tismanei și Valea Bistriței (Munții Vîlcan). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/1, p. 79, București.

Institutul Geologic al României

— (1978) Studiul mineralogic și petrografic al masivului granitoid de Tismana. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIII, p. 5-176, București.
— Udrescu C., Medeșan Al. (1981) Masivul granitoid Frumosu (Munții Vîlcan-Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/1 (1979), p. 95-125, București.
— Seghedi A. (1983) The Crystalline Basement of the Danubian Units in the Central South Carpathians; Constitution and Metamorphic History. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 15-22, București.
— Kräutner H. G., Dimitrescu R. (1983) Nappe Structure in the Danubian Window of the Central South Carpathians. *An. Inst Geol. Geofiz.*, LX, p. 31-39, București.
— Pop Gr., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Năstăseanu S., Moisescu V. (1984) Harta geologică a R.S.R., 1 : 50 000, macheta foii Oslea, Inst. Geol. Geofiz., București.
Gherasi N., Zimmermann P., Zimmermann V. (1974) Raport, arhiva I.P.G.G., București.
— Berza T., Seghedi A., Ștepan M., Iancu V. (1986) Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, București.
Grünenfelder M., Popescu Gh., Soroiu M., Arsenescu V. Berza T. (1983) K-Ar and U-Pb Dating of the Metamorphic Formations and the Associated Igneous Bodies of the Central South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 37-46, București.
Iancu V., Udubașa Gh., Rădan S., Visarion A. (1984) Complex Criteria of Separating Weakly Metamorphosed Formations. An Example; the South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 51-60, București.
Kräutner H., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and Its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Guide to Excursion A 1*, C.B.G.A. 12th Congr., București.
Macaleț V. (1983) Considerations regarding the geological structure of the northern part of the Retezat Mountains (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 35-102, București.
Manolescu G. (1937) Studiul geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. Acad. Rom. *Memoriile Secțiunii Științifice*, Seria III, XII, 6, București.
Năstăseanu S. (1976) Conglomeratele de Retezat, un reper stratigrafic în coloana formațiunilor paleozoice din estul Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 105-121, București.
— Maier O., Stănoiu I., Schuster A., Morariu D., Visarion A. (1975) Raport, arhiva IGG, București.
Paliuc C. (1937) Etude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Munții Cimpii (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 173-280, București.
Pavelescu L. (1953 a) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 119-210, București.
— (1953 b) Cercetări geologice în Munții Retezat. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, p. 105-144, București.
— Pavelescu M. (1964) Geologia și petrografia Văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 45-85, București.

Institutul Geologic al României

Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Susița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/5, p. 123-153, București.

— Pavelescu M., Stancu J., Lupu D. (1968) Harta geologică a României, scara 1 : 200 000, foaia Orăștie, Inst. geol., București.

— Vasiliu C., Udrescu C. (1974) Pétrologie et géochimie des migmatites artéritiques de l'autochtone danubien (Carpates Méridionales). *D. S. Inst. Geol.*, LX/1, p. 123-130, București.

— Schuster A., Vasiliu C., Udrescu C. (1977) Petrologia și geochimia masivului granitoid de Buta (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/1, p. 131-157, București.

— Hann H. P., Udrescu C., Neacșu V. (1984) Petrologia și geochimia amfibolitelor din seria de Măru (Muntele Mic) și a rocilor ultrabazice asociate lor. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/1, p. 273-292, București.

Schuster A. (1980) Geologische und petrographische Untersuchungen im Danubikum der Süd-Karpaten, Parîng Gebirge, Rumänien. Disertation Technischen Universität, Clausthal.

Sibson R. H. (1977) Fault rocks and Fault Mechanisms. *Geol. Soc. London*, p. 133, p. 191-213, London.

Solomon I., Pop Al. (1973) Asupra prezenței unor minerale relicte în formațiunile epiclastice ale seriei de Tulișa din partea de NE a munților Retezat. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/1, p. 43-48, București.

— Visarion A., Iordan M. (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vîlcan și munții Retezat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 195-217, București.

Stan N. (1977) Feldspathization Processes in the Crystalline Lainici — Păiuș Series (Vîlcan Mts). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LII, p. 5-98, București.

— Năstăseanu S., Stănoiu I., Seghedi A., Moisescu V. (1976) Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foaia Cîmpu lui Neag, Inst. Geol. Geofiz., București.

Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/5, p. 127-171, București.

— (1976) Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vîlcan (Carpații Meridionali), cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 219-256, București.

— (1982) Prezența unei asociații macrofloristice în cadrul șisturilor cristaline ale formațiunii de Tusu (autohtonul danubian). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/3, p. 167-173, București.

Ștefănescu M. et al. (1985) Profile geologice, scara 1 : 200 000, prin teritoriul României, arhiva I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

DANUBIAN UNITS IN THE EASTERN PART OF THE RETEZAT MOUNTAINS (SOUTH CARPATHIANS)

(Summary)

The eastern part of the Retezat Mountains consists of several Alpine nappes making up a pile that was subsequently folded and faulted during the Tertiary tectogenesis. These nappes are, from top to bottom, as follows : the Getic Nappe, the Măru Upper Danubian Unit and the Lainici Lower Danubian Unit.

The Getic Nappe consists of a Precambrian basement, represented by the Sebeș-Lotru Series, and a Mesozoic sedimentary cover.

The Măru Upper Danubian Unit has a Precambrian basement attributed to the Zeicani Series, in which amphibolites more or less mylonitized, mica gneisses and marbles prevail. The Mesozoic cover is represented by Liassic low-grade metamorphosed conglomerates and sandstones as well as by Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones (Lupeni Limestones).

The Lainici Lower Danubian Unit has a basement showing a more complete structure, formed of two pre-Alpine units : the Retezat-Parîng Unit and the Vîlcan-Pilugu Unit. The former unit consists of the Drăgșan Precambrian Series (amphibolites, augen gneisses), intruded by the Retezat granitoid massif, and the Valea de Brazi Paleozoic Formation (metasandstones, metaconglomerates, phyllites). The Vîlcan-Pilugu Unit is represented by the Lainici-Păiuș Series (quartzites, biotite gneisses, marbles, para-amphibolites, various migmatites) and its associated granitoids .It is overthrust from the north by the Retezat-Parîng Unit.

The Mesozoic cover of the Lainici Alpine Unit (common to both pre-Alpine units) is represented by metaconglomerates, metasandstones and chloritoid-bearing pyrophyllite schists assigned to the Lias, a meta-arkose level assigned to the Dogger, the Oslea and Păroasa crystalline limestones — considered to be Upper Jurassic-Lower Cretaceous in age — and a Senonian (Dealu Sec) Formation, represented by low-grade metamorphosed conglomerates, sandstones and marls.

EXPLANATION OF PLATE

Quaternary : 1, alluvial and colluvial deposits : Oligocene-Miocene ; 2, conglomerates, sandstones, clays with coals ; Getic Nappe : Upper Jurassic-Cretaceous — 3, limestones, sandstones, marls ; Precambrian : 4, Sebeș-Lotru Group — gneisses, micaschists, amphibolites ; Măru Upper Danubian Unit : Upper Jurassic-Lower Cretaceous : 5, Lupeni Limestones ; Lower Jurassic : 6, conglomerates, sandstones ; Precambrian ; 7, Zeicani Group — amphibolites, muscovite gneisses, biotite gneisses, marbles ; Lainici Lower Danubian Unit ; Senonian : 8, Dealu Sec Formation — conglomerates, sandstones, marls ; Lower Cretaceous — Upper Jurassic : 9, Oslea and Păroasa Limestones ; a, feldspathic sandstones (Dogger ?) ; Lower Jurassic ; 10, conglomerates, sandstones, chloritoid and pyrophyllite schists;

Institutul Geologic al României

Retezat-Parîng pre-Alpine Unit ; Paleozoic : 11, Valea de Brazi Formation — conglomerates, sandstones, slates ; Precambrian : 12, Retezat massif : granodiorites, granites, diorites ; Precambrian : Drăgșan Group ; 13, Rîu Bărbat Formation — amphibolites, amphibole gneisses, serpentinites ; 14, Făgețel Formation — augen gneisses, amphibolites ; Vîlcan-Pilugu pre-Alpine Unit : Precambrian : 15, granitoid massifs : a, granodiorites ; b, diorites ; Precambrian : Lainici-Păiuș Group : 16, quartzites and biotite gneisses formation — quartzite, biotite gneisses, migmatites ; 17, carbonatic and graphitic formation : marbles, amphibolites, mica gneisses, migmatites ; boundary of Quaternary deposits ; 19, unconformity ; 20, decollement on stratigraphic boundary ; 21, fault ; 22, alpine overthrust ; 23, pre-Alpine overthrust ; 24, pre-Alpine thrust.

IRG 198

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

T. BERZA, A. SEGHEDI, I. STĂNOIU

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII ESTICE A MUNȚILOR RETEZAT

0 1 2 3 km

p. Munceluiu
Sebeș
Dealu Sec
dl. Munceiu 1706
dl. Cununa
Piatra Zănoagei
vf. Oboroca 1544
Jiu Paroșeni
Jiul de Vest
Lupeni
Mierleasa
Sterminosu
Valea de Brazi
Uricani
Bilugu
Ursasca
Cîmpu lui Neag
vf. Lazărul 2230
vf. Păroasa 1436

LEGENDA

CUATERNAR	1	Aluviuni, grohotișuri
OLIGOCEN-MIOCEN	2	Conglomerate, gresii, argile cu cărbuni
		PÎNZA GETICĂ
JURASIC SUPERIOR CRETACIC	3	Calcare, gresii, marne
PRECAMBRIAN	4	Seria de Sebeș-Lotru: gnaise, micașisturi, amfibolite
		UNITATEA DANUBIANĂ SUPERIOARĂ DE MĂRU
JURASIC SUPERIOR CRETACIC INFERIOR	5	Calcare de Lupeni
JURASIC INFERIOR	6	Microconglomerate, gresii
PRECAMBRIAN	7	Seria de Zeicani: amfibolite, gnaise micacee, gnaise biotitice, calcare cristaline
		UNITATEA DANUBIANĂ INFERIOARĂ DE LAINICI
SENONIAN	8	Formațiunea de Dealu Sec: microconglomerate, gresii, marne
JURASIC SUPERIOR CRETACIC INFERIOR	9	Calcare de Oslea și de Păroasa: a) arcoze (Dogger?)
JURASIC INFERIOR	10	Conglomerate, gresii, șisturi cu cloritoid și pirofilit

UNITATEA PREALPINĂ DE RETEZAT-PARÎNG

PALEOZOIC	11	Formațiunea de Valea de Brazi: conglomerate, gresii, filite
PRECAMBRIAN	12	Masivul Retezat: granodiorite, granite, diorite
PRECAMBRIAN	13	Seria de Drăgșan: formațiunea de Rîu Bărbat: amfibolite, gnaise amfibolice, serpentinite
	14	Formațiunea de Făgețel: gnaise oculare, amfibolite

UNITATEA PREALPINĂ DE VÎLCAN-PILUGU

PRECAMBRIAN	15	Masive granitoide: a) granodioritice; b) dioritice
PRECAMBRIAN	16	Seria de Lainici-Păiuș: Formațiunea cuarțitelor și gnaiselor biotitice Cuarțite, gnaise biotitice, migmatite
	17	Formațiunea carbonato-grafitoasă Calcare cristaline, amfibolite, gnaise, micacee, migmatite

SEMNE CONVENȚIONALE

18 Limita depozitelor cuaternare
19 Limită de transgresiune
20 Contact stratigrafic decolat
21 Falie
22 Șariaj alpin
23 Șariaj prealpin
24 Duplicatură prealpină

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă vol. 77-73/5

Institutul Geologic al României

Imprim atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72–73/5 (1985; 1986), 1988, pag. 23–41

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

UNITĂŢILE DANUBIENE DIN VERSANTUL NORDIC AL MUNŢILOR VÎLCAN (CARPAŢII MERIDIONALI) [1]

DE

TUDOR BERZA [2], ANTONETA SEGHEDI [2], ANDREI DRĂGĂNESCU [2]

Tectonic Units. Getic Nappe. Danubian Units. Urdele Unit. Zeicani Series. Lainici Unit. Drăgşan Series. Oslea Limestone. South Carpathians — Crystalline Danubian domain — Vîlcan Mountains.

Abstract

The Danubian Units in the Northern Vîlcan Mountains (South Carpathians). The northern slope of the Vîlcan Mountains is a pile of Alpine nappes (from top to bottom): the Getic Nappe, the Urdele Upper Danubian Nappe and the Lainici Lower Danubian Nappe, each consisting of a pre-Alpine crystalline basement and an Alpine cover. The recognition of the internal nappe structure of the Danubian in this particular region enables the drastical tectonic and stratigraphic reconsideration of the northern Vîlcan Mountains and the adjacent areas.

Résumé

Les unités danubiennes dans les monts Vîlcan du nord (Carpathes Méridionales). Le versant nordique des monts Vîlcan est une pile de nappes alpines (du haut en bas); la nappe gétique, la nappe danubien supérieure d'Urdele et la nappe danubien inférieure de Lainici, chacune étant formée d'un soubassement cristallin préalpin et d'une couverture alpine. La reconnaissance de la structure interne en nappes du danubien dans cette région particulière a mené vers la réconsidération drastique de la tectonique et de la stratigraphie des monts Vîlcan du nord et des zones avoisinantes.

[1] Predată la 23 mai 1985, acceptată pentru comunicare şi publicare la 23 mai 1985, prezentată în şedinţa din 24 mai 1985.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

Inițiată înainte de primul război mondial de către Hofmann (1863) și Nopcsa (1905) (fide Manolescu, 1937 a), cercetarea geologică a versantului nordic al munților Vîlcan a fost magistral dezvoltată de către Manolescu (1937 a, 1937 b), ce a dat o imagine cartografică detaliată a părții estice a acestui masiv și una de ansamblu a întregului bazin hidrografic al Jiului de Vest. Reluate de către Pavelescu (1953), Pavelescu, Pavelescu (1964, 1970), Pavelescu et al. (1975), Solomon (rapoarte geologice, 1964-1968), Solomon et al. (1976), Stănoiu (1976, 1982), Stănoiu, Lejal-Nicol (date inedite, 1983), Stan et al. (1979), Kräutner et al. (1981), Mânecan (raport geologic, 1981), Mutihac, Popescu (1982), Berza et al. (1982, 1984), Iancu et al. (1984), Iancu (1986), Savu et al. (1984, 1985) și Strusievicz, Strusievicz (1986), studiile și cartările au adus multe detalii ce confirmă, în linii mari, concepția elaborată de Manolescu, fiecare autor propunînd însă variante de încadrare cronostratigrafică a pachetelor litologice separate în 1937.

Cercetările pe care le-am efectuat, începînd din 1974, pentru foile Cîmpu lui Neag, Lupeni, Oslea și Petroșani ale Hărții geologice a României, scara 1 : 50 000, ne-au permis încadrarea și a acestui sector al Carpaților Meridionali în concepția structurii în pînze de șariaj danubiene prezentată de Stănoiu (1973) și dezvoltată de Kräutner et al. (1981) și Berza et al. (1983, 1988). Astfel, deosebim și pe versantul nordic al munților Vîlcan, asemănător situației din masivele Țarcu — Petreanu-Retezat, următoarele unități (pînze) alpine (pl.) : pînza getică, unitatea danubiană superioară de Urdele și unitatea danubiană inferioară de Lainici.

Prezenta lucrare este rodul cartării și interpretării regionale comune a celor trei autori ; responsabilitatea pentru studierea, descrierea și interpretarea termenilor de fundament revine lui T. Berza și A. Seghedi, iar a termenilor de cuvertură (paleozoică și alpină), lui A. Drăgănescu.

1. Pînza getică

Formațiunile din pînza getică — seria de Sebeș-Lotru și cuvertura ei senoniană — nu au constituit pentru noi obiectul unor cercetări detaliate. Totuși, examinarea zonelor de contact cu formațiunile danubiene adiacente ne-a oferit o serie de observații ce permit o interpretare diferită de cea a antecercetătorilor în două direcții : cea a existenței unor depozite cretacice la partea terminală a cuverturii danubiene și cea a prezenței, în aceeași zonă, a unor magmatite bazice și ultrabazice, prinse între pînza getică și danubian.

Astfel, studiul microscopic al rocilor fine micacee din baza pînzei getice (valea Braia, valea Căprioara, Valea Ungurului și Iscroni), atribuite Cretacicului inferior de către Manolescu (1937 a) și respectiv Cretacicului superior de către Codarcea (1941), Pop (în Pavelescu et al., 1975), Năstăseanu (1980), Stănoiu (1982), Kräutner et al. (1981), ne-a condus la interpretarea lor drept cataclazite pe gnaise micacee ale seriei de Sebeș-Lotru din pînza getică. Apariția la contactul pînza getică/danubian, grosimea mică a pachetului (zeci de metri) și, mai ales, trecerea gradată, prin protocataclazite, la gnaisele micacee suprajacente

Institutul Geologic al României

sînt argumente importante în favoarea acestui punct de vedere.

Aflorimentele de roci melanocrate (bogate în hornblendă, biotit, granat, piroxeni, minerale serpentinice) din zona planului de șariaj getic au fost considerate de Manolescu (1937 b), Pavelescu (1953), Pavelescu, Pavelescu (1964), Solomon et al. (1976) drept ofiolite alpine intruse pe planul tectonic din baza pînzei getice ; de Pavelescu, Pavelescu (1970) și autorii Hărții geologice, scara 1 : 200 000, foaia Orăștie, drept ofiolite din pînza de Severin ; și de Pop (în Pavelescu et al., 1975), Kräutner et al. (1981) și Stănoiu (1982) drept olistolite de ofiolite în wildflișul cretacic superior danubian. Prezența acestor roci melanocrate în cadrul seriei de Sebeș-Lotru și doar accidental chiar pe planul de șariaj (serpentinitele de pe valea Baleia) este însă adesea observată, cel mai concludent fiind aflorimentul mamelonar de serpentinit de pe șoseaua Vulcan-Pasu Vulcan-Schela, care apare la circa 100 m nord de conturul pînzei getice și înclină spre sud (deci invers pînzei getice), după profilul magnetometric efectuat de D. Constantinescu și Gh. Mateescu (date inedite). Paragenezele acestor roci (hornblendă+plagioclaz — Valea Balomirului ; plagioclaz + clinopiroxen + hornblendă + biotit + granat — Valea Jiului, la confluența cu valea Buta ; serpentinit + calcit + minerale opace — valea Baleia, drumul Vulcan-Schela) evidențiază atît faza de metamorfism regional de grad mediu, caracteristic seriei de Sebeș-Lotru, cît și transformări retrograde dinamice, caracteristice zonei învecinate planului de șariaj. De altfel, aceeași problematică se pune și spre est, în bazinele Jiețului, Lotrului, Latoriței și Mănăilesei, unde extremitatea sudică a zonei de aflorare a seriei de Sebeș-Lotru este înțesată cu corpuri de roci bazice și ultrabazice metamorfozate, considerate anterior drept ofiolite alpine de către Streckeisen (1934), Ghika-Budești (1934), Paliuc (1937).

2. Danubianul superior — unitatea de Urdele

Atribuim unității (pînzei de șariaj) danubiene superioare de Urdele secvențele suprajacente calcarelor de Oslea (calcare de Oslea sensu Solomon, 1964 ; Stănoiu, 1976), deci considerînd drept plan de șariaj limita inferioară a pachetului descris sub denumirile de șisturi filitoase (Manolescu, 1937 a, b), șisturi verzi (Paliuc, (1937), orizont median al seriei de Tulișa (Pavelescu, 1953 ; Pavelescu, Pavelescu, 1964, 1970 ; Solomon et al., 1976), complex superior al seriei de Oslea (Năstăseanu, 1973, 1976 ; Strusievicz, Strusievicz, 1986), filite de Valea de Pești și filite de Zgura (Stănoiu, 1976, 1982 ; Iancu et al., 1984). Între Valea Balomirului și muntele Cîndet, calcarele de Oslea nu afloreză, pachetul în discuție suprapunîndu-se direct peste fundamentul prealpin al unității de Lainici ; cartografiată în acest sens de Manolescu (1937), Pavelescu, Pavelescu (1970), Solomon et al. (1976), Strusievicz și Strusievicz (1986), această lipsă de aflorare, prin depășire stratigrafică (autorii citați) sau tectonică (prezenta lucrare), a fost interpretată doar de Stănoiu (1976) ca datorată erodării calcarului de Oslea și a stivei superioare acestuia în sectorul respectiv, secvența suprajacentă amfibolitelor de Drăgșan fiind considerată ca anterioară și subjacentă calcarului de Oslea (filite de Zgura devoniene).

Institutul Geologic al României

Argumentele ce ne-au impus soluția tectonică sînt atît locale, de metamorfism și structură, cît și de corelare regională.

Pe plan local, am ajuns la concluzia că rocile descrise ca filite, șisturi verzi, prasinite, metagresii, metaconglomerate în munții Vîlcan de nord sînt de fapt rezultatul unui dinamometamorfism retrograd suprapus unui metamorfism regional de grad mediu, atestat de prezența porfiroclastelor de plagioclaz, muscovit de 1 cm, granat, hornblendă etc. Astfel, rezultă superpoziția geometrică a unei secvențe polimetamorfice (pe care o atribuim seriei de Zeicani) peste una care nu evidențiază decît dinamometamorfismul amintit (calcarele de Oslea), constatare ce impune invocarea unui proces de șariaj. Din punct de vedere structural, pe tot versantul nordic al munților Vîlcan se constată atît un paralelism al limitelor între pachete, de la seria de Sebeș-Lotru în jos pînă la seria de Drăgșan, cît și al foliațiilor celor mai evidente în rocile respective. Interpretate, pînă de curînd, drept plane de stratificație, aceste plane sînt, de la caz la caz, fie clivaje axiale ale cutării izoclinale a unei foliații (metamorfice sau de stratificație) anterioare, fie plane de stratificație transpuse pe această foliație, fie plane de forfecare milonitică.

Corelările cu danubianul din masivele Retezat, Petreanu, Tarcu și Godeanu confirmă soluția adoptată, întrucît cartările efectuate de Gherasi (1937), Gherasi et al. (1968, 1974, 1986), Micu, Paraschivescu (1970), Solomon et al. (1976), Morariu, Morariu (1982) și Berza et al. (1988) au evidențiat încălecarea șisturilor cristaline ale seriei de Zeicani peste variate formațiuni mezozoice, paleozoice sau precambriene. Definit drept șariajul pînzei de Presacina peste zona Mehedinți-Retezat (Stănoiu, 1973), respectiv șariajul unităților danubiene superioare peste danubianul inferior (Kräutner et al., 1981 ; Berza et al., 1983), respectivul plan este, atît din punctul de vedere al fundamentului prealpin, cît și al cuverturii alpine, principalul plan tectonic alpin intradanubian, separînd grupul unităților danubiene superioare de cel al unităților danubiene inferioare. Astfel, în Retezatul imediat învecinat spre nord (peste bazinul Petroșani) cu masivul Vîlcan, seriile de Drăgșan și Lainici-Păiuș cu granitoidele asociate și calcarele de Oslea, din danubianul inferior, sînt încălecate de metamorfite precambriene ale seriei de Zeicani, asemănătoare ca alcătuire petrografică, compoziție mineralogică și elemente structurale cu „filitele" sau „șisturile verzi" suprajacente calcarelor de Oslea în munții Vîlcan. Din acest motiv atribuim seriei de Zeicani respectiva secvență de pe versantul nordic al masivului Vîlcan, iar cuvertura ei alpină o considerăm, ca și Manolescu (1937 a, b), de vîrstă jurasic inferior-cretacic inferioară.

Falia inversă ce limitează spre nord bazinul Petroșani scoate la zi, în compartimentul ei nordic, danubianul din munții Retezat, reprezentat prin unitatea danubiană inferioară de Lainici și cea danubiană superioară de Măru, ultima alcătuită din fundament de Zeicani și cuvertură mezozoică (gresiile și calcarele de la Dealu Babii (Berza et al., 1988).

Admițînd ca extrem de probabilă continuarea spre sud, pe sub pînza getică și depozitele terțiare din bazinul Petroșani, a acelorași unități danubiene superioare și pe versantul nordic al munților Vîlcan, vom folosi totuși pentru danubianul superior din masivele Vîlcan-

Institutul Geologic al României

Parîng-Lotru denumirea de unitatea de Urdele, atît datorită priorității (Voitești, 1915), cît și datorită întreruperii de aflorare amintite și complexității structurale a danubianului superior (Kräutner et al., 1981 ; Berza et al., 1983).

2.1. *Fundamentul prealpin*

Seria de Zeicani constituie fundamentul prealpin în unitatea de Urdele. Extrem de afectate de metamorfismul dinamic generat de șariajul intradanubian, rocile componente ale acestei serii prezintă aspecte mineralogice și structurale relicte, mărturie a unei faze anterioare de metamorfism regional de grad mediu. Din acest motiv le vom descrie cu termenii petrografici adecvați produselor acestei faze, însoțiți bineînțeles de calificativele evocatoare pentru dinamometamorfism. În munții Vîlcan, tipurile litologice predominante sînt gnaisele albitice, gnaisele microclinice, gnaisele micacee și micașisturile grafitoase ; amfibolitele, serpentinitele și calcarele cristaline apar pe suprafețe restrînse.

Gnaisele albitice sînt tipul predominant între Valea de Pești și valea Braia, dar apar pretutindeni, în asociere cu gnaisele microclinice și micașisturile. Sînt alcătuite din porfiroclaste de albit ± cuarț ± microclin ± muscovit ± biotit și o masă cataclastică cu granulație fină, cuarțo-feldspatică și micacee (o mică fină incoloră și stilpnomelan) motiv pentru care anterior au fost descrise ca gresii, arcoze sau grauwacke. Frecvent apar conservate și asociații de mai multe granule de cuarț și feldspați ± muscovit, aspect interpretat anterior ca elemente detritice în conglomerate ; totuși, pe Valea de Pești, Pavelescu și Pavelescu (1964) au figurat în acest pachet și două lame de granitoide gnaisice, sesizînd natura endogenă a rocilor. În văile Baleia-Sohodol-Ungurului apare un pachet caracteristic de gnaise blastomilonitice fine, cenușii datorită cantității mari de stilpnomelan, dispus direct peste milonitele verzi și budinate ale seriei de Drăgșan („conglomerate laminate" — Manolescu, 1937) ; considerăm aceste roci ca provenind prin metamorfismul dinamic, distructiv și constructiv, al unor gnaise biotitice.

Gnaisele microclinice apar mai cu seamă în extremitatea estică a munților Vîlcan (Valea Jiului, Cîndet, sinforma izvoarele Șușiței) și se aseamănă cu cele albitice, cu excepția culorii cenușiu-negricioase a feldspatului potasic. Micașisturile și gnaisele micacee sînt predominante în extremitatea vestică a sinformei Oslea („filitele de Valea de Pești"), unde apar frecvent strîns cutate împreună cu calcarele cristaline și, mai rar, cu gnaisele amfibolice retromorfe („șisturi verzi"). Metamorfismul dinamic le transformă în filonite cu foliație milonitică, foliație adesea crenulată de un clivaj ulterior. La stîna de la Cuiul Popii am identificat în aceste filonite negre (grafitoase) cristale relicte de granat parțial cloritizat. Filonite negre asemănătoare sînt predominante în seria de Zeicani din peticul de acoperire conservat în sinforma izvoarele Șușiței.

Gnaisele amfibolice și amfibolitele apar sporadic în seria de Zeicani de pe versantul nordic al munților Vîlcan (Valea Boului, la con-

Institutul Geologic al României

fluența cu pîrîul Oslița, Valea Balomirului, interfluviul Merișoara-Valea Ungurului Valea Pinului) și sînt în general transformate în blastomilonite clorito-epidotice verzi, uneori cu porfiroclaste de hornblendă (prasinite, șisturi cu hornblendă — Manolescu, 1937 a). În vîrful Drăgoiul apar asociate în cute izoclinale strînse, recutate, cu calcare larg cristaline cu silicați, fiind încălecate peste calcarul microcristalin de Oslea din șaua de la nord de acest vîrf. În zona Oslița-Cuiul Popii și ceva mai la nord, la Dîlma Mare, au fost descrise serpentinite și șisturi talcoase pe care le considerăm formate pe seama unor meta-ultrabazite aparținînd seriei în care au fost cantonate (după noi cea de Zeicani) și nu petice de acoperire ale unor ultrabazite din pînza de Severin (Năstăseanu, în Berza et al., 1984). Spre est, în partea centrală și estică a munților Parîng și în Munții Lotrului, am constatat că amfibolitele și serpentinitele capătă o pondere importantă în cadrul seriei de Zeicani, asemănător situației descrise pentru nordul munților Petreanu de Gherasi et al. (1968).

Calcarele cristaline aflorează rar (Oslița, Valea Jiului, aval de confluența cu Valea Gîrbovului, vîrful Drăgoiul), asociindu-se de obicei cu amfibolitele. Cristalele sau benzile silicatice sînt în general reprezentate prin clorit, epidot, mică albă, albit, neoformate în dinamometamorfism, dar în vîrful Drăgoiul am determinat în astfel de calcare larg cristaline andezin An_{34} și sfen, pe lîngă pseudomorfoze cloritice după un silicat magnezian (diopsid ?).

Evoluția metamorfică a seriei de Zeicani ne apare mai complexă decît a fost acceptată pînă în prezent. Porfiroclastele amintite de granat, hornblendă, muscovit pînă la 1 cm din diferitele gnaise și de andezin în calcare cristaline justifică, după opinia noastră, acceptarea unei faze de metamorfism de grad mediu. O eventuală fază retrogradă regională (paleozoică ?) este posibilă, dar faza principală pentru aducerea rocilor la aspectul actual este o fază de metamorfism dinamic, pe care o corelăm cu etapa șariajelor laramice (intradanubian și getic). Efectele acestei faze sînt atît distructive, mineralele anterioare apărînd ca porfiroclaste, cît și constructive, prin blasteza cloritului, epidotului, actinotului, sericitului, stilpnomelanului, albitului, cuarțului, calcitului etc.

Foliațiile pe care se dezvoltă mineralele foioase sînt interpretate deci ca foliații milonitice, iar rocile ne apar ca blastomilonite și nu șisturi epimetamorfice unifazice. Condițiile PT indicate de neominerale amintite (plus cloritoidul și pirofilitul formate sincron în formațiunea de Schela suprajacentă) indică pentru faza dinamică un regim termic situat la limita anchizonă, debut al metamorfismului de grad scăzut și datorat, probabil, în cea mai mare parte căldurii frictionale generate în cursul șariajelor.

Vîrsta formării și metamorfismului de grad mediu al seriei de Zeicani a fost considerată precambriană (Berza, Seghedi, 1983), pe criterii de corelare cu alte serii de acest tip din Carpații Meridionali.

Institutul Geologic al României

2.2. *Cuvertura alpină*

Cuvertura alpină din unitatea de Urdele constă în formațiunea de Schela (Mrazec, 1897 ; Manolescu, 1937 a) și formațiunea calcarelor de Lupeni (A. Drăgănescu, formațiune nouă, denumire nouă). Această cuvertură este de asemenea intens deformată, termenii stratigrafici apărînd decolați atît între ei, cît și în raport cu fundamentul de Zeicani. Iancu (1986) a considerat o linie din cadrul depozitelor liasice drept un plan tectonic major, ce ar separa „unitatea suprajacentă de Jiu" de „danubianul inferior subjacent". După noi, planul important este cel din baza seriei de Zeicani, deci de deasupra calcarelor de Oslea (ce separă unitatea danubiană superioară de Urdele de cea danubiană inferioară de Lainici). Intensele deformări (și metamorfismul dinamic asociat) ce afectează atît fundamentul, cît și cuverturile alpine ale unităților danubiene distinse aparțin cel mai probabil integral fazelor laramice.

Formațiunea de Schela (Ecjurasic) a fost cartată pe versantul nordic al munților Vîlcan de către Manolescu (1937 a), care a atribuit-o Liasicului în facies de Gresten. Încadrată apoi seriilor, considerate paleozoice, de Tulișa (Pavelescu, Pavelescu, 1964 ; Solomon et al., 1976), de Oslea (Năstăseanu, 1973, 1976), sau de Gîrbovu (Stănoiu, 1976), ea a fost reconsiderată pe baze litologice, macrofloristice și macrofaunistice drept entitate distinctă de vîrstă liasică, dar sub denumirea de „formațiunea de Răstovanu" (Stănoiu, 1982).

Întrucît acceptăm pentru formațiunea de Schela din sectorul tip Schela-Bumbești o vîrstă exclusiv liasică și, drept trăsături litologice diagnostice, asociația litologică cuarțite + metaconglomerate + metapelitosilturi caracterizată mineralogic (grație unui metamorfism de grad foarte scăzut) prin ansamblul paragenetic antracit + cuarț + pirofilit + cloritoid, considerăm, ca și Manolescu (1937 b), că această formațiune este larg răspîndită în ansamblul montan Retezat-Vîlcan-Parîng și că toate succesiunile litologice ilustrînd diagnoza menționată îi aparțin (deci, orice altă denumire, inclusiv cea de „Răstovanu", intrînd în sinonimie cu aceasta).

Formațiunea de Schela de pe versantul nordic al munților Vîlcan constă într-o succesiune negricioasă de metaconglomerate la metagresii (ambele predominant cuarțitice la cuarț-micacee-feldspatice) și roci metapelitosiltice de tipul ardeziilor sau filitelor ; întreaga stivă îmbracă un facies depozițional de tip Gresten (Manolescu, 1937 a, b ; eventual cu sporadice recurențe marine — Stănoiu, 1982) și prezintă o vîrstă indubitabil liasică (considerînd datele din Stănoiu, 1982). Continuînd și dezvoltînd observațiile lui Manolescu (1937 a, b), Stănoiu (1982), Stănoiu, Visarion (1983), Iancu et al. (1984), Iancu (1986), constatăm că formațiunea de Schela este intens deformată repetitiv, fie strîns plicativ, fie forfecant. Deformările plicative, net predominante, sînt însoțite de dezvoltarea de seturi de clivaje axiale puternic penetrative (ardeziene la crenulante), sud-vergente, în planele cărora se manifestă fenomene intense de alungire, laminare, granulare și neocristalizare (recristalizare și neomineralizare) metamorfă, ultimele fiind responsabile de apariția repetată a paragenezei caracteristice mice albe (predominant piro-

Institutul Geologic al României

filit) + antracit + cuarț + cloritoid (parageneză indicînd un metamorfism de grad foarte scăzut și de natură dinamică) și de dezvoltarea corelativă a unor foliații dinamometamorfe suprapuse (coincidente) clivajelor tectonice generatoare (studii anterioare au relevat asociații mineralogice compuse din cuarț, sericit, cloritoid, antracit/metaantracit, pirofilit, albit, prehnit, pumpellyit, paragonit, illit, ca principale minerale neoformate — Solomon, 1974 ; Solomon et al., 1976 ; Apostoloiu et al., 1979 ; Stănoiu, 1982 ; Stănoiu, Visarion, 1983 ; Iancu et al., 1984).

Polideformată intens, decolată de (și deplasată pe) substratul de acumulare (fundamentul polimetamorfic compus din seria de Zeicani) și supusă la un puternic proces repetat de transport plicativ intern ascendent (fenomene însoțite de multiple transpoziții pe plane deformaționale succesive, eroziuni tectonice bazale și terminale, și subțieri sau îngroșări tectonice considerabile), formațiunea de Schela apare actualmente controlată exclusiv tectonic atît sub raportul distribuției areale și al grosimilor (100-500 m), cît și sub cel al organizării succesiunilor litologice componente (superpoziții geometrice determinate tectonic, fără nici o legătură cu succesiunile litostratigrafice inițiale). În consecință, spre deosebire de o seamă de antecercetători, considerăm că orice estimări privind litostratigrafia sau grosimile inițiale sînt excluse. Actualmente, formațiunea prezintă variații litologice verticale și laterale puternice și dezordonate, adesea succesiunile deschise de văi practic adiacente (ex. valea Strugu, versus valea Răstovanu) fiind total diferite ; în ansamblul formațiunii se poate constata, în linii cu totul generale, tendința concentrării rocilor mai competente (metagresii/metaconglomerate cuarțitice) către părțile inferioară și superioară ale succesiunilor, cu individualizarea (mai mult sau mai puțin marcată) a unui pachet median poligen (metagrezos-metapelitic) cu competență mai redusă, fapt ce creează impresia de succesiune stratigrafică compusă din trei termeni (grezo-conglomeratic bazal, grezo-șistos median și grezo-conglomeratic terminal) ; considerăm că succesiunea ilustrează în mod concludent fenomenele (menționate mai sus) de transpoziție, transport și eroziune tectonică. Oricum, de la această succesiune generală există numeroase abateri. De exemplu, situațiile în care partea inferioară a formațiunii constă în roci ardeziene sau filitoase, intens forfecate și greu separabile de milonitele subjacente de Zeicani, sînt relativ frecvente.

Formațiunea de Schela aflorează atît ca o fîșie practic continuă pe rama nordică a munților Vîlcan, intrînd în alcătuirea unui homoclin cu înclinări nordice (homoclin în care se înscrie întregul ansamblu tectono-stratigrafic discutat în prezenta lucrare), cît și sub forma unei arii cu contur neregulat oval, constituind umplutura sinformei Oslea. Considerăm că succesiunea cea mai caracteristică și cea mai revelatoare, atît pentru aspectele depoziționale și tectono-metamorfice, cît și pentru caracterul decolat al contactelor stratigrafice bazal și terminal, este oferită de valea Strugu.

Formațiunea calcarelor de Lupeni (Mezojurasic ?-Neojurasic-Eocretacic) apare ca mase discontinue, intercalate între formațiunea de Schela și baza pînzei getice (sau, local, prinse în partea terminală a formațiunii de Schela). Denumirea formațiunii am derivat-o de la localitatea Lupeni, la sud de care, între valea Braia și valea

Institutul Geologic al României

Baleia, aceste calcare apar suficient de groase și de bine individualizate pentru a alcătui o entitate litostratigrafică clară, dispusă peste formațiunea de Schela (contact stratigrafic decolat, calcarele și formațiunea de Schela apărînd evident deformate independent) și suportînd pînza getică (cu „termenul" său bazal intens forfecat, cataclazat și conținînd amestecuri tectonice variate de gnaise și amfibolite-serpentinite de Sebeș-Lotru și calcare de tip Lupeni). Aceste calcare au constituit probabil inițial o cuvertură continuă, acumulată peste formațiunea de Schela, dar, prin avansarea pînzei getice, au fost intens deformate, laminate și dinamometamorfozate (clivaje șistoase sau foliații metamorfice plan axiale, cute intrafoliale relicte, rubanări centimetrice la milimetrice datorate contrastelor de cristalinitate metamorfă). Actualmente rocile sînt calcare cristaline foliate sau marmure calcitice șistoase (foliațiile fiind paralele cu limitele formațiunii), similare chimic, mineralogic și structural-textural cu calcarele de Oslea și cu calcarele recristalizate neojurasic-eocretacice din Retezatul estic, Mehedinți și Vîlcanul meridional. La macroscară, calcarele apar îmbucătățite, decolate de pe substrat și variabil rabotate în baza pînzei getice.

Aceste calcare au fost considerate, în diverse studii mai recente (Năstăseanu, 1980; Năstăseanu, Stănoiu, în Kräutner et al., 1981 și în Stan et al., 1979; Stănoiu, 1982 etc.), drept olistolite prinse într-o formațiune de wildfliș senoniană sau de olistostromă neocretacică, dezvoltîndu-se linia conceptuală deschisă de Manolescu (1937 a, b) și Codarcea (1941) privind existența unor șisturi marno-argiloase și gresii micacee sau a unui fliș neocretacic, imediat sub planul pînzei getice, în nordul munților Vîlcan. După observațiile noastre, aceste roci cu aspect terigen reprezintă cataclazite și milonite dezvoltate pe gnaisele și metaultrabazitele de Sebeș-Lotru din partea bazală a pînzei getice, iar calcarele apar fie intim amestecate tectonic cu aceste cataclazite și milonite (benzi de mélange tectonic și milonite rubanate) în pachetul forfecat din baza pînzei getice, fie ca lame cartabile de calcare cantonate sub acest pachet forfecat și localizate peste formațiunea de Schela sau, local, ambalate tectonic în partea terminală a acesteia (efect al unui moment deformațional final). Deci, diversele „formațiuni de fliș/wildfliș/olistostromă" cu „blocuri" de „ofiolite" și calcare, separate de antecercetători, se suprapun peste ceea ce noi am separat drept: partea bazală, forfecată intens, a pînzei getice (alternanță de benzi de cataclazite dezvoltate pe diverse litologii ale seriei de Sebeș-Lotru și benzi de mélange tectonic gnaise-metaultrabazite-calcare cataclazate sau milonitizate); ghirlanda subjacentă de calcare de Lupeni; și partea geometric terminală (local înglobînd tectonic lame de calcare de Lupeni, prin deformări plicative și decolări repetate) a formațiunii de Schela. Rezervăm denumirea de formațiunea calcarelor de Lupeni numai pentru masele de calcare cantonate sub (excluzînd, deci, pe cele situate în) zona forfecată, dezvoltată în partea bazală a pînzei getice, și localizate astfel direct peste formațiunea de Schela (sau ambalate în partea terminală a acesteia).

Drept concluzie la descrierea termenilor cuverturii alpine din unitatea de Urdele, subliniem faptul că deformările acestora au fost în

Institutul Geologic al României

mod evident generate în manieră directă de avansare relativă a pînzei getice și aparțin cel mai probabil fazelor laramice.

3. Danubianul inferior — unitatea de Lainici

Distingem sub această denumire unitatea alpină (pînza de șariaj) cu cea mai largă arie de aflorare dintre unitățile danubiene ale Carpaților Meridionali, corespondentă zonei Mehedinți-Retezat (Stănoiu, 1973), unității de Viezuroiu (Kräutner et al., 1981), respectiv danubianului inferior (Berza et al., 1983). Pînza de Lainici este compusă, asemănător situației din masivul Retezat (Berza et al., 1987), din două unități prealpine, ce alcătuiesc soclul precambrian-paleozoic mediu (unitatea de Retezat-Parîng și unitatea de Vîlcan-Pilugu), și o cuvertură alpină generală mezozoică.

Contactul tectonic prealpin dintre unitățile de Retezat-Parîng și Vîlcan-Pilugu a fost recunoscut din Valea Motrului, prin creasta masivului Vîlcan, pînă în Valea Gilortului, de către Manolescu (1937 b), ce a arătat cît se poate de clar anterioritatea lui în raport cu calcarele de tip Oslea. Denumit falia Vîrful lui Stan-Curmătura Oltețului de Berza, Schuster (fide Berza, 1978), acest plan tectonic a fost propus ca plan de șariaj de Kräutner et al. (1981), Berza et al. (1983) și Savu et al. (1984). Imaginea pe care o prezentăm diferă însă de cea desenată pe hărțile lucrărilor citate, deoarece atribuim unității de Retezat-Parîng toate sinclinalele pensate sau solzate de roci paleozoice prinse în seria de Drăgșan pe versantul nordic al munților Vîlcan, unitatea de Vîlcan-Pilugu fiind reprezentată doar prin seria de Lainici-Păiuș și granitoidele asociate acesteia.

3.1. *Unitatea prealpină de Retezat-Parîng*

Cu excepția bazinelor superioare ale afluenților drepți ai Jiului de Vest din amonte de Valea de Pești, unitatea prealpină de Retezat-Parîng constituie pe întreg versantul nordic al munților Vîlcan fundamentul unității alpine de Lainici. Este reprezentată prin seria polimetamorfă precambriană de Drăgșan și formațiunea paleozoică de Muntele Coarnele (A. Drăgănescu, formațiune nouă, denumire nouă).

Seria de Drăgșan, alcătuită din complexul amfibolitelor și complexul clorito-sericitos, este termenul propus de Pavelescu și Pavelescu (1964, 1970) pentru stivele descrise sub denumirile de complex al amfibolitelor și serie clastică (Manolescu, 1937 b), facies nordic al seriilor infracambriană și cambriană (Solomon et al., 1976), seria de Drăgșan și seria de Vîlcan (Savu et al., 1978). După Berza (1975, 1978), Berza, Seghedi (1983) și Stan et al. (1979), seria de Drăgșan este o secvență polimetamorfă predominant amfibolitică, parțial retromorfozată pe anumite areale, suportînd în Culmea Cernei o formațiune de gnaise micacee.

Descrieri recente ale tipurilor petrografice principale (amfibolite, gnaise amfibolice, gnaise cuarțo-feldspatice, gnaise micacee, gnaise biotitice, calcare cristaline, migmatite) pot fi găsite în lucrările elaborate

Institutul Geologic al României

de Berza (1978) și Savu et al. (1984), aceasta din urmă oferind și un studiu geochimic al acestor roci.

În ceea ce privește metamorfismul suferit, prezența sistematică a paragenezelor andezin + hornblendă ± almandin în amfibolite și calcit + diopsid în calcare cristaline și identificarea staurolitului și distenului (Iancu, 1974; Berza, Seghedi, 1975 a; Solomon, 1985) demonstrează o fază de metamorfism regional de grad mediu. În vecinătatea planului de șariaj peste seria de Lainici-Păiuș din sud, se constată transformarea gradată a amfibolitelor în blastomilonite cloritoase (Iancu, 1977), iar înspre nord șariajul unității de Urdele (suportată direct de seria de Drăgșan între Valea Balomirului și Muntele Cîndet) indică transformări asemănătoare. Menționăm faptul că rocile verzi descrise de Manolescu (1937 a) drept conglomerate ale seriei clastice reprezintă, după noi, gnaise amfibolice, leptinite și migmatite, a căror recutare, forfecare și milonitizare conduce la aspecte pseudoconglomeratice prin budinarea șarnierelor și transformarea benzilor cuarțo-feldspatice în „elemente" albe prinse în „matricea" cloritoasă provenită pe seama benzilor amfibolice.

Formarea și metamorfismul de grad mediu al seriei de Drăgșan sînt cu siguranță predevoniene (Stănoiu, 1976) și pot fi considerate, prin corelări regionale, precambriene (Berza, Seghedi, 1983). Metamorfismul dinamic retrograd legat de încălecarea unității de Retezat-Parîng peste cea de Vîlcan-Pilugu este ulterior vîrstei formațiunii de Coarnele (paleozoic mediu) și anterior Permianului (Berza et al., 1983), fiind datorat unei faze hercinice. Metamorfismul dinamic retrograd din partea nordică a ariei de aflorare a seriei de Drăgșan din munții Vîlcan este însă determinat de șariajul unității danubiene superioare de Urdele, fiind deci sigur alpin și, după situația descrisă în partea estică a masivului Retezat de Berza et al. (1987), foarte probabil laramic.

Pe versantul nordic al munților Vîlcan, seria de Drăgșan nu este străbătută de corpuri granitoide importante. Totuși, în zona de la sud de Cîmpul Mielului apar corpuri cu lungimi kilometrice și lățimi de 100-300 m, a căror dezvoltare mai largă spre vest conduce la masivul Culmea Cernei (Berza et al., 1984).

Tot în această regiune se remarcă și numeroase dykeuri de microgranite porfirice, a căror structură marcat inechigranulară indică o fază mai tardivă, amplasată în condiții de temperatură regională mult mai scăzută.

Formațiunea de Munțele Coarnele, probabil de vîrstă ordovician-siluriană, constă în roci terigene slab metamorfozate, ce alcătuiesc sinclinale dirijate V-E la VSV-ENE, strînse la izoclinale, ușor sud-vergente, înguste (50-200 m), lungi (2-5 km), pensate (și intens strivite și laminate parietal) în fundamentul de tip Drăgșan (de asemenea intens milonitizat la contactul cu sinclinalele). Dezvoltarea tipică o prezintă în sectorul muntelui Coarnele, unde atît densitatea și lățimea sinclinalelor pensate, cît și varietatea litologiilor cuprinse în acestea sînt maxime.

Rocile încadrate în această formațiune constă în metaconglomerate cuarțitice, metaconglomerate poligene (cu galeți proveniți din substratul de tip Drăgșan), cuarțite alb-gălbui sau fumuriu-negricioase, ardezii și

Institutul Geologic al României

filite negricioase pînă la cenușii și sporadice calcare recristalizate. Rocile apar intens mezocutate (după noi, polideformate, contrar opiniei antecercetătorilor — Stănoiu, 1976 ; Iancu, 1983 ; Iancu et al., 1984), cu clivaje ardeziene penetrative, paralele la anastomozate, însoțite de laminări, aplatizări, granulări, rubanări, structuri pencil și blastează generînd foliații metamorfe și parageneze sugerînd debutul metamorfismului de grad scăzut (asociația sericit + cuarț + clorit + albit, după Iancu et al., 1984). Aceste roci au fost incluse de antecercetători la formațiunile de Coarnele, Valea Izvorului, Tusu, Capu Plaiului, conglomerate laminate la Muntele Coarnele (Stănoiu, 1972, 1976, 1982, 1983 ; Solomon et al., 1976 ; Năstăseanu et al., 1978 ; Iancu et al., 1984). Avînd în vedere consangvinitatea depofacială, tectofacială și metamorfă, precum și asocierea cartografică intimă (în sinclinale strîns alternante sau în același sinclinal pensat), constatate pentru aceste roci, le-am grupat într-o singură entitate litostratigrafică ; în plus, formațiunile distinse de antecercetători includ, pe lîngă rocile menționate, și roci provenite prin transformări retrograde dinamice ale amfibolitelor de Drăgșan sau (în cazul „faciesului de Zgura al formațiunii de Tusu") ale gnaiselor de Zeicani, cît și roci cu cloritoid din formațiunea de Schela sau echivalentul ei de la Coada Oslei.

Este posibil ca formațiunea de Muntele Coarnele definită aici să fie practic echivalentă (litologic și cronostratigrafic) cu formațiunea de Valea Izvorului (Stănoiu, 1976 ; Năstăseanu et al., 1978 ; Kräutner et al., 1981) ; chiar dacă sînt similare, aceste două formațiuni acoperă fundamente distincte (formațiunea de Muntele Coarnele asociindu-se cu fundamentul de tip Drăgșan, iar cea de Valea Izvorului repauzînd pe seria de Lainici-Păiuș). Această diferență constantă de poziție structurală ne determină să menținem distincte cele două formațiuni.

3.2. *Unitatea prealpină de Vîlcan-Pilugu*

Pe versantul nordic al munților Vîlcan, această unitate aflorează doar în segmentul lor vestic, la izvoarele văilor de Pești, Răstovanului, Gîrbovului și Boului, unde este reprezentată prin seria polimetamorfă precambriană de Lainici-Păiuș, migmatitele asociate acesteia, granitoidele de Frumosu și nenumărate dykeuri de microgranodiorite-microdiorite porfirice.

Seria de Lainici-Păiuș este reprezentată prin ambele formațiuni caracteristice acestei secvențe : formațiunea carbonato-grafitoasă și formațiunea cuarțitelor și gnaiselor biotitice (Berza et al., 1982). Formațiunea carbonato-grafitoasă aflorează în partea nordică a ariei ocupate de seria de Lainici-Păiuș, reprezentînd continuarea estică a fîșiei din Culmea Cernei și este alcătuită predominant din calcare cristaline, gnaise micacee grafitoase și amfibolite (probabil paraamfibolite) cu intercalații minore de cuarțite. Formațiunea cuarțitelor și gnaiselor biotitice este reprezentată prin respectivele litologii, dar și prin frecvente nivele carbonatice sau de gnaise micacee. Metamorfozate în condiții de grad mediu și presiune moderată (asociația sillimanit + andaluzit + cordierit + almandin + muscovit în roci metapelitice), aceste secvențe sînt intens afectate, progresiv cu apropierea de contactul cu seria de Drăgșan, de un metamorfism dinamic retrograd ce le trans-

Institutul Geologic al României

formă în blastomilonite sericitice, cloritoase, calcitice etc.

Principala caracteristică a seriei de Lainici-Păiuș, și anume intensa ei migmatizare arteritică, este prezentă și în arealul în discuție, sub forma injecțiilor (stromatice, flebitice, dictyonitice) de leucogranite sau a feldspatizărilor (tipicul feldspat potasic negru).

Masivul Frumosu se extinde și în bazinele Gîrbovului și Văii de Pești, fiind reprezentat prin granodiorite cu biotit și hornblendă. Vîrsta intruziunii unor masive granitoide în seria de Lainici-Păiuș (Tismana, Susița, Olteț) este sigur precambriană (vîrste K-Ar de 570-650 m.a. — Berza, Seghedi, 1983), astfel încît este foarte probabil ca și masivul Frumosu să fie precambrian.

Atît seria de Lainici-Păiuș, cît și granitoidele asociate acesteia sînt străbătute de nenumărate dykeuri de *microdiorite și microgranodiorite porfirice*, separate de Berza și Seghedi (1975 b) sub denumirea de complexul filonian presilurian, deoarece nu străbat formațiunea ordovician-siluriană de Valea Izvorului suprajacentă. Extrem de afectate de metamorfismul dinamic caracteristic zonei învecinate contactului cu unitatea de Retezat-Parîng, aceste roci capătă (asemănător, de altfel, granitoidelor de Frumosu din zona tectonică) o foliație blastomilonitică, pe care se dispun foițe de mice fine incolore sau clorit, părînd a face parte, ca metavulcanite, din rocile seriei de Lainici-Păiuș (porfiroide, după Solomon et al., 1976). Cu siguranță însă ulterioare metamorfismului de grad mediu și granitizării acesteia, dykeurile în discuție pot avea o vîrstă precambrian terminală sau cambriană.

3.3. *Cuvertură alpină*

Manolescu (1937 b), Solomon et al. (1976) și Berza (1978) au prezentat hărți din care reiese clar vîrsta anterioară, în raport cu calcarele de Oslea sau de Vîrful lui Stan, a contactului tectonic dintre terenurile pe care le-am numit unitățile de Retezat-Parîng și Vîlcan-Pilugu. Deosebim, deci, o cuvertură alpină comună întregii unități danubiene inferioare de Lainici, cuvertură reprezentată pe versantul nordic al munților Vîlcan prin metaconglomeratele de Coada Oslei (sensu Manolescu, 1937 b) și formațiunea calcarelor de Oslea (A. Drăgănescu, formațiune nouă); aceste formațiuni sînt intens deformate plicativ, decolate între ele și fața de soclu, și slab metamorfozate dinamic, cel mai probabil în etapa laramică, sub acțiunea indirectă a avansării relative a pînzei getice.

Metaconglomeratele de Coada Oslei (Eojurasic) apar cu totul local, aflorînd discontinuu numai pe ramele nordică și sudică ale sinformei Oslea, cu evidentă discordanță stratigrafică și decuplare tectonică (limite stratigrafice decolate) în raport cu calcarele „formațiunii de Oslea" (Năstăseanu, 1973) suprajacente, cît și cu seriile de Drăgșan (la Coada Oslei și în Valea Boului) sau Lainici-Păiuș (la sud de Oslița) subjacente. Sectorul de aflorare cel mai important este cel din Coada Oslei (Manolescu, 1937 b), unde succesiunea atinge o grosime geometrică de 70 m. Este reprezentată prin metaconglomerate polimictice

Institutul Geologic al României

(cu elemente pînă la 10 cm diametru) și metamicroconglomerate, cu intercalații subordonate de metagresii și metapelitosilturi, adeseori negricioase.

Pînă în prezent, din această secvență nu au fost obținute argumente paleontologice pentru datarea ei, dar considerente regionale ne permit să o considerăm o ocurență a formațiunii de Schela în unitatea de Lainici și să o atribuim, conform datelor lui Stănoiu și Lejal-Nicol (1983), Liasicului. Succesiunea este deformată și foarte slab metamorfozată, prezentînd un clivaj de tip ardezian, însoțit de neocristalizări (mice albe, probabil predominant pirofilit, și cuarț, ca principale minerale neoformate omniprezente).

Formațiunea calcarelor de Oslea (Mezojurasic?-Neojurasic-Eocretacic), în care am reunit termenii litologici distinși de antecercetători sub numele de calcarul de Oslea (Solomon, 1964 ; Stănoiu, 1976), gresia de Valea Boului (Stănoiu, 1976) și gresia de Balomir (Stănoiu, 1976), constituie un ansamblu litostratigrafic a cărui instituire derivă de la sine în momentul în care s-a demonstrat poziția sa structurală între fundamentul subjacent de tip Drăgșan sau Lainici-Păiuș (plus peticele sporadice de metaconglomerate liasice) și seria polimetamorfă suprajacentă de Zeicani ; ansamblul constituie, deci, în munții Vîlcan de nord, ultimul (și de regulă unicul) termen de cuvertură alpină din pînza de Lainici și suportă tectonic direct pînza de Urdele. În studiile anterioare, datorită constatării că, prin intermediul unei stive intermediare (partea mediană a complexului infragetic — Manolescu, 1937, a, b ; „șisturi verzi" — Paliuc, 1937 ; „complex median al seriei de Tulișa", Pavelescu, 1953, Solomon et al., 1976 ; „filitele de Valea de Pești", de „Zgura" sau de „Latorița" — Stănoiu, 1976, 1982), suportă depozite atribuite Liasicului de Manolescu (1937 a, b) și Paliuc (1937) și dovedite ca atare de Stănoiu (1982), calcarele de Oslea au fost atribuite Triasicului de către Manolescu (1937 a) și Paliuc (1937), și Carboniferului de Pavelescu (1953), Năstăseanu (1973), Solomon et al. (1976) și Stănoiu (1976) ; Năstăseanu (notă infrapaginală în Năstăseanu et al., 1978) și Kräutner et al. (1981) au menținut însă deschisă posibilitatea vîrstei lor mezozoice, iar Stănoiu și Lejal-Nicol (1983) le-au atribuit intervalului Jurasic superior-Cretacic inferior, dar considerînd toate depozitele suprajacente lor pînă la pînza getică drept o olistostromă senoniană de Mehedinți. Iancu (1986) a considerat partea geometric terminală a depozitelor liasice de pe versantul nordic al munților Vîlcan ca alohtonă (pînza de Jiu) și a menținut secvențele subjacente acesteia („formațiunea de Gîrbovu" și „formațiunea de Oslea") la Carbonifer.

Prin atribuirea la seria de Zeicani, puternic milonitizată, a pachetului interpus geometric (și structural) între calcarele de Oslea (subjacente) și formațiunea liasică de Schela (suprajacentă), oferim o imagine stratigrafică radical modificată, în raport cu cele anterioare, asupra formațiunilor de cuvertură existente în Vîlcanul septentrional, care elimină, ca fiind inconsistente, formațiunile de Tulișa, Oslea și Gîrbovu, și care aduce, printre alte noutăți esențiale, existența unei cuverturi alpine (conglomeratele de Coada Oslei și formațiunea calcarelor de Oslea) într-o pînză danubiană inferioară (Lainici).

Institutul Geologic al României

Acordăm masei calcarelor de Oslea (s. str. = sensu Solomon, Stănoiu, op. cit.) vîrsta mezojurasic?-neojurasic-eocretacică pe două considerente : a) similitudine totală litologică și deformațională, precum și poziție structurală echivalentă (peste suita liasică), cu calcarele de Lupeni (general acceptate ca neojurasic-eocretacice) ; b) similitudine atît litologică și deformațională, cît și ca poziție structurală (termen de cuvertură în unitatea de Lainici), cu placa de calcare mezo-neojurasic-eocretacice (frecvent total recristalizate), subjacente formațiunii de Nadanova de pe flancul sudic al munților Vîlcan (placă a cărei evidentă continuare spre nord o constituie calcarele de Oslea, cele două suite carbonatice fiind separate actualmente doar erozional, fapt susținut și de existența cîtorva martori de eroziune conservați, și făcînd legătura între placa calcaroasă sudică și placa de Oslea). Deformarea intensă comună a termenului detritogen bazal cu cel carbonatic suprajacent, recunoscută în cadrul formațiunii, și gradarea litologică deplină între aceștia (controlată totuși larg și tectonic) sugerează continuitate de sedimentare între aceștia și, deci, semnificația de facies local de instalare a sedimentării carbonatice pentru termenii terigeni și, implicit, vîrsta lor jurasică (mezojurasică ?).

Formațiunea calcarelor de Oslea se dezvoltă sub forma unei fîșii continue ce bordează sinforma Oslei, intrînd în alcătuirea acesteia, și apoi continuîndu-se spre est, participînd la alcătuirea homoclinului nordic, pînă la Valea Balomirului ; spre est îmbracă parțial sinforma de la izvoarele Șușiței și aflorează local la sud de vîrful Drăgoiu și Muntele Cîndet.

Întreaga stivă carbonatică (calcarul de Oslea s. str.), ce formează masa principală a formațiunii, este intens deformată plicativ repetat (generații succesive de cute cu clivaj plan-axial puternic penetrativ, constant strînse la izoclinale și practic culcate, planele axiale finale și clivajul asociat fiind paralele cu suprafețele bazală și superioară ale formațiunii) ; cutarea antrenează în masa principală carbonatică și transpune în planul clivajului tectonic final, la diverse nivele, pachete provenite atît din termenul bazal detritogen, cît și din fundamentul cristalin de tip Drăgșan/Lainici-Păiuș sau din seria cristalină suprajacentă de Zeicani. Deci, efectele cutării stivei carbonatice sînt, ca și în cazul formațiunilor de Schela și Lupeni din pînza de Urdele, dramatice atît sub aspect structural, determinînd transport intern ascendent, transpoziții totale (însoțite de ștergerea stratificației și intense etirări, aplatizări și amestecuri litologice) pe planele succesive de clivaje ultrapenetrative și repoziționări repetate (în coloana carbonatică) ale tuturor pachetelor componente, cît și sub aspect litologic, prin redistribuirea tectonică la diverse nivele în masa carbonatică a termenului detritogen bazal, prin modificarea litologiei inițiale de ansamblu, ca urmare a antrenării și înglobării (de regulă spre părțile bazală sau terminală ale formațiunii) unor pachete din seriile cristaline subjacente sau suprajacente și prin dinamometamorfismul indus asupra întregii stive și concretizat în dezvoltarea unei pregnante foliații metamorfe (adesea însoțită de rubanare) și în recristalizarea orientată a masei principale carbonatice, ca și, parțial, a celei cuarțo-feldspatice (texturi blastodetritice orientate) din termenul terigen inițial bazal. Litostratigrafia, stratifica-

Institutul Geologic al României

ția și grosimile inițiale sînt total șterse, succesiunile și grosimile actuale exprimînd o geometrie controlată tectonic.

Ca urmare a acestor procese, actualmente masa principală, carbonatică, a formațiunii constă în marmure calcitice șistoase (Manolescu, 1937 a), cu foliație metamorfică pregnantă, plan-axială ultimului set de cute izoclinale (cute ale unei foliații sau rubanări anterioare), foliația fiind planară sau ondulată larg, dar, în mare, subparalelă bazei formațiunii (această foliație oferind debitarea în plachete, caracteristică formațiunii, deja notată de Manolescu, 1937 a); această ultimă foliație reprezintă adesea unicul element structural observabil; local apar sporadice cute intrafoliale relicte, mărturii ale deformării unor foliații anterioare.

Termenul bazal detritogen (gresia de Valea Boului) constă în metagresii cuarțo-feldspatice-calcitice pînă la marmure silicatice; sporadic comportă conglomerate poligene (gura Văii Gîrbovului — conglomerate de Valea Jiului, Stănoiu, 1976); termenul detritogen apare de regulă puternic antrenat într-o deformare plicativă (frecvent comună cu calcarele imediat suprajacente), îngroșat sau subțiat tectonic pînă la efilare, cu elementele depoziționale șterse și transpuse total în planul clivajului plan-axial cutării; acest clivaj este exprimat de regulă printr-o foliație planară subparalelă bazei formațiunii, în planul căreia componentele rocilor detritogene apar orientate, aliniate, alungite și adesea aduse în alternanță strînsă rubanată cu calcarul suprajacent (generîndu-se marmurele silicatice). Prin transport plicativ ascendent, termenul detritogen recură la diverse nivele în masa calcarelor de Oslea, ajungînd pînă la partea terminală a acestora (gresia de Balomir — Stănoiu, 1976), sub formă de megaincluziuni tectonice dezvoltate ca intercalații lenticulare transpuse, laminate și, uneori, variabil destrămate în planul foliației prezente în masa carbonatică. Grosimile actuale (tectonice) ale formațiunii sînt de 0-250 m (termenul bazal: 0-10 m).

Contactele bazal și terminal ale formațiunii sînt marcate frecvent de termeni litologici tranziționali, de amestec total plicativ sau forfecant cu fundamentul de Drăgșan (Valea Balomirului, Valea Arsă, Valea Jiului de vest, în aval de gura Gîrbovului) sau cu seria de Zeicani suprajacentă (Muntele Cîndet, Valea de Pești). Oricum, contactul bazal, inițial stratigrafic, apare actualmente dublat constant de o zonă de decuplare puternică, forfecantă, produsă fie la limita cuvertură/fundament, fie dedesubtul ori deasupra acesteia, și sincronă deformării plicative a cuverturii descrisă mai sus (ultima desfășurată în manieră ductilă, caracteristică comportamentului incompetent al calcarelor cristaline).

BIBLIOGRAFIE

Berza T. (1978) Studiul mineralogic și petrografic al masivului granitoid de Tismana. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIII, p. 5-176, București.

— Seghedi A. (1983) The Crystalline Basement of the Danubian Units in the Central South Carpathians: Constitution and Metamorphic History. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 15-22, București.

Institutul Geologic al României

— Kräutner H. G., Dimitrescu R. (1983) Nappe Structure in the Danubian Window of the Central South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 31-39, București.

— Udrescu C., Medeșan Al. (1982) Masivul granitoid Frumosu (Munții Vîlcan — Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/1, p. 95-125, București.

— Pop Gr., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Năstăseanu S., Moisescu V. (1984) Harta geologică a R.S.R., 1 : 50 000, macheta foii Oslea, Inst. Geol. Geofiz., București.

— Seghedi A., Stănoiu I. (1988) Unitățile danubiene din partea estică a munților Retezat (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, p. 5-21, București.

Codarcea Al. (1941) Contributions à la tectonique des Carpathes Méridionales. *C. R. Inst. Géol. Rom.*, XXV, p. 156-159, București.

Gherasi N. (1937) Étude geologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 1-78, București.

— Zimmermann P., Zimmermann V. (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de sud a munților Țarcu (Banatul de est). *D. S. Inst. Geol.*, LIV/4, p. 55-80, București.

— Zimmermann P., Zimmermann V. (1974) Raport, arhiva I.P.G.G., București.

— Berza T., Seghedi A., Stepan M., Iancu V. (1986) Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p. 63-86, București.

Ghika-Budești St. (1934) Etude géologique et pétrographique dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 419-480, București.

Iancu V. (1974) Considerații privind geologia formațiunilor metamorfice și a rocilor granitoide asociate din zona Vîrful lui Stan-pîrîul Paltinului (Munții Cernei). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LX/1, p. 87-108, București.

— (1977) Observații asupra relațiilor structurale ale formațiunilor de pe cursul mijlociu al văii Cerna (jud. Caraș-Severin). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, 39-56, București.

— (1986) Unités structurales supragétiques et „infragétiques" de la partie ouest des Carpathes Méridionales. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p. 109-127, București.

— Udubașa Gh., Rădan S., Visarion A. (1984) Complex Criteria of separating weakly metamorphosed formations, An Example : the South Carpathians *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 51-60, București.

Kräutner H., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and Its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Guide to Excurs., A 1*, C.B.G.A. 12th Congr., București.

Manolescu G. (1937 a) Études géologiques dans les Munții Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 79-172, București.

— (1937 b) Studiul geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Secț. științ.*, Seria III, XII, 6, p. 1-33, București.

Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologică a părții de nord a Munților Retezat între Rîul Alb și Rîul Nucșoara cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D. S. Inst. Geol.*, LVI/2, p. 86-92, București.

Institutul Geologic al României

Morariu D., Morariu Al. (1962) A new structural model of the Țarcu-Rîul Mare Region (Țarcu, Petreanu, Godeanu, Retezat Massifs). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5, p. 95-108, București.

Mutihac V., Popescu Gh. (1982) Semnificația prezenței formațiunii de Schela în munții Parîng. Lucr. Ses. științ. „Gr. Cobălcescu", Univ. „Al. I. Cuza", Iași, p. 225-250, Iași.

Năstăseanu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4, p. 71-84, București.

— (1976) Conglomeratele de Retezat, un reper stratigrafic în coloana formațiunilor paleozoice din estul Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 105-121, București.

— (1980) New Images regarding the Alpine Overthrusts from the Southern Carpathians. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/4, p. 109-127, București.

— Morariu D., Visarion A. (1978) Metamorphosed Paleozoic formations from the central part of the Southern Carpathians. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 22, p. 53-60, București.

Paliuc G. (1937) Etude géologique et pétrographique du Massif du Parîng et des Munții Cimpii (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 173-280, București.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 119-210, București.

— Pavelescu M. (1964) Geologia și petrografia Văii Jiului românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 45-85, București.

— Pavelescu M. (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 182-229, București.

Pavelescu M., Pop Gr., Moisescu V. (1975) Harta geologică a R.S.R., scara : 1 50 000, macheta foii Petroșani, Inst. Geol. Geofiz., București.

Savu H., Bratosin I., Neacșu V., (1984 a) Remarks on the petrology, geochemistry and tectonics of the geological formations of the Parîng Mts. concerning especially the Drăgșan amphibolite series (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5, p. 97-132, București.

Savu H., Năstăseanu S., Stan N., Stănoiu I., Marinescu Fl. (1984 b) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 50 000, foaia Schela, Inst. Geol. Geofiz., București.

Solomon I., Visarion A., Iordan M. (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din Munții Vîlcan și Munții Retezat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 195-217, București.

— (1986) Kyanite paragneisses in the Drăgșanu Group (Parîng Mountains — South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, p. 339-343, București.

Stan N. (1977) Feldspathization Processes in the Crystalline Lainici-Păiuș Series (Vîlcan Mts.). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LII, p. 5-98, București.

Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/5, p. 127-171, București.

— (1976) Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoice din versantul nordic al Munților Vîlcan (Carpații Meridionali) cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 219-256, București.

Institutul Geologic al României

— (1982) Prezența fosilelor mezozoice și a metaantracitului în cadrul șisturilor cristaline ale „grupului Tulișa" din versantul nordic al Munților Vîlcan și Parîng. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/3, p. 141-165, București.

— Visarion A. (1983) Metamorphosed Paleozoic and Mesozoic formations of the Mehedinți-Retezat Unit. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 63-70, București.

— Lejal-Nicol Anie (1983) Asupra stratigrafiei „seriei" de Tulișa din Munții Retezat și Vîlcan (Carpații Meridionali-România); manuscris la autori.

Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 1-96, București.

Strusievicz O. R., Strusievicz E. (1986) Contribuții la stratigrafia formațiunii de Oslea între Valea de Pești și Valea Tusu (Munții Vîlcan). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4, p. 51-61, București.

Popescu-Voitești I. (1923) Discuțiune asupra comunicării d-lor Murgoci și Nopcsa relativă la tectonica Carpaților Banatului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI, p. 207-214, București.

THE DANUBIAN UNITS IN THE NORTHERN VÎLCAN MOUNTAINS (SOUTH CARPATHIANS)

(Summary)

The recent investigations carried out by the authors in the northern Vîlcan Mountains have pointed out a new geological image, rather drastically different from the previously accepted ones. According to our results, a pile of three Laramian nappes — the Getic Nappe, the Urdele Upper Danubian Unit and the Lainici Lower Danubian Unit (in a descending order) — builds up the Alpine orogen of the South Carpathians in the studied area. Each nappe consists of a pre-Alpine crystalline basement and an Alpine cover.

The Getic Nappe involves the Sebeș-Lotru Precambrian basement metamorphic series, overlain by sparse patches of Senonian deposits. The imprint of the Alpine tectonics and metamorphism is practically absent, with the exception of the nappe sole submitted to pervasive shearing, cataclasis and retrograde dynamic metamorphism.

The Danubian nappes show, instead, strong Alpine deformations and dynamometamorphism, through both Alpine cover formations and basement series. Highly plicative tectonics, accompanied by intensive décollements, repeated transpositions along successive axial-plane foliations and a very low grade dynamic metamorphism, are proper to all Alpine cover terms, while penetrative shear tectonics originating in mylonitic rocks are the usual expression of the Alpine reorganization

Institutul Geologic al României

within the basement series. These deformations and related metamorphisms are considered to be connected to the Laramian progressive emplacement of the Getic Nappe, emplacement exercting both tangential pressures (pushing from behind) and lithostatic pressures (overloading) upon the overthrust Danubian units.

The Urdele Upper Danubian Nappe consists of Precambrian basement (Zecani Series), an extremely mylonitized sequence, and an Alpine sequence ascribed to two formations (Schela Formation, Lias, and Lupeni Limestones, Upper Jurassic-Lower Cretaceous).

The Lainici Lower Danubian Nappe is composed of a complex basement including two pre-Alpine juxtaposed tectonic units of distinct constitutions (Drăgşan Series and, respectively, Lainici-Păiuş Series, both Precambrian crystalline terrains, the former containing narrow synclines pincés made up of the Coarnele Mountain Formation, Lower Paleozoic), and an Alpine cover divided into two formations (Coada Oslei Conglomerates, Lias, and the Oslea Limestone Formation, Upper Jurassic-Lower Cretaceous).

Here-defined as new tectonic units are the two Danubian nappes, and as new or reconsidered formations are the following : the Lupeni Limestones, the Coarnele Mountain Formation, the Coada Oslei Conglomerates and the Oslea Limestone Formation ; above all, the identification of the Zeicani Series in the northern Vîlcan Mountains is the most important finding, giving the clue for building up the new geological image.

EXPLANATION OF PLATE

Geological Map of the Northern Slope of the Vîlcan Mountains (The Sușița-Braia spring zone reinterpreted after G. Manolescu's data, 1937)

Quaternary: 1, alluvial deposits, pebbles; Oligocene-Miocene: 2, conglomerates, sandstones, clays with coals; Getic Nappe: Upper Cretaceous; 3, sandstones, limestones; Precambrian: 4, Sebeș-Lotru Series: gneisses, micaschists, amphibolites; Urdele Upper Danubian Unit : Upper Jurassic-Lower Cretaceous : 5, Lupeni limestones ; Lower Jurassic ; 6, Schela Formation : metaconglomerates, meta-sandstones, slates ± chloritoid ± pyrophyllite ; Precambrian : 7, Zeicani Series ; micaceous gneisses, biotitic gneisses, amphibolites, serpentinites, crystalline limestones ; Lainici Lower Danubian Unit : Upper Jurassic-Lower Cretaceous : 8, Oslea limestones, a, Valea Boului sandstones ; Lower Jurassic : 9, Coada Oslei metaconglomerates ; Retezat-Parîng pre-Alpine Unit : Ordovician-Silurian ; 10, Muntele Coarnele Formation ; metaconglomerates, quartzites, phyllites ; Precambrian : 11, Drăgşan Series: amphibolites, biotitic gneisses, micaceous gneisses; Vîlcan-Pilugu pre-Alpine Unit: Precambrian; 12, Frumosu Massif : granodiorites; Precambrian : 13, Lainici-Păiuș Series ; biotitic gneisses and quartzites formation : quartzites, biotitic gneisses. migmatites ; 14, graphitic-carbonatic formation : crystalline limestones, amphibolites, micaceous gneisses, migmatites ; 15, limit of Quaternary deposits ; 16, transgression limit ; 17, slipped stratigraphic contact ; 18, fault ; 19, Alpine overthrust ; 20, pre-Alpine overthrust.

Institutul Geologic al României

T. BERZA, A. SEGHEDI, A. DRĂGĂNESCU

HARTA GEOLOGICĂ A VERSANTULUI NORDIC AL MUNȚILOR VÎLCAN

(Notă: Zona izvoarele Șușiței-izvoarele Braiei reinterpretată după datele lui G. Manolescu, 1937)

0 1 2 3 km

L E G E N D A

CUATERNAR
1 Aluviuni, grohotișuri

OLIGOCEN–MIOCEN
2 Conglomerate, gresii, argile cu cărbuni

PÎNZA GETICĂ

CRETACIC SUPERIOR
3 Gresii, calcare

PRECAMBRIAN
4 Seria de Sebeș-Lotru: Gnaise, micașisturi, amfibolite

UNITATEA DANUBIANĂ SUPERIOARĂ DE URDELE

JURASIC MEDIU?–SUP.–CRETACIC INFERIOR
5 Calcarele de Lupeni

JURASIC INFERIOR
6 Formațiunea de Schela: metaconglomerate, metagresii, ardeziiț cloritoid ± pirofilit

PRECAMBRIAN
7 Seria de Zeicani: gnaise micacee, gnaise biotitice, amfibolite, serpentinite, calcare cristaline

UNITATEA DANUBIANĂ INFERIOARĂ DE LAINICI

JURASIC MEDIU?–SUP.–CRETACIC INFERIOR
8 Calcarele de Oslea; a) gresii de Valea Boului

JURASIC INFERIOR
9 Metaconglomeratele de Coada Oslei

UNITATEA PREALPINĂ DE RETEZAT-PARÎNG

ORDOVICIAN–SILURIAN
10 Formațiunea de Muntele Coarnele: metaconglomerate, cuarțite, filite

PRECAMBRIAN
11 Seria de Drăgșan: amfibolite, gnaise biotitice, gnaise micacee

UNITATEA PREALPINĂ DE VÎLCAN-PLUGU

PRECAMBRIAN
12 Masivul Frumosu: Granodiorite

PRECAMBRIAN
13 Seria de Lainici-Păiuș: Formațiunea cuarțitelor și gnaiselor biotitice: cuarțite, gnaise biotitice, migmatite
14 Formațiunea carbonato-grafitoasă: calcare cristaline, amfibolite, gnaise micacee, migmatite

SEMNE CONVENȚIONALE

15 Limita depozitelor cuaternare
16 Limită de transgresiune
17 Contact stratigrafic decolat
18 Falie
19 Șariaj alpin
20 Șariaj prealpin

VULCAN
Iscroni
LUPENI
Bărbăteni
URICANI
Cîmpu lui Neag
Jiu de Vest
Merișoara
Căprioara
Braia
Tigve
Valea Pietroasa
Valea Arsă
Sisleul Mare 1682
Vf. Straja 1649
Vf. Cîndet 1545
Vf. Dumitra 1690
Vf. Coarnele
Sohodol
Murga Mare
Jiu
Dumitra
Bătrînu
Susița Verde
Vf. Muncelu 1953
Susani
R. Bratcului
Vf. Arsenul 1760
Vf. Nedeia 1619
Vf. Oslea 1946

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă vol. 72-73/5

Imprim. atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 43—57

THE CERNA-JIU FAULT SYSTEM (SOUTH CARPATHIANS, ROMANIA), A MAJOR TERTIARY TRANSCURRENT LINEAMENT [1]

BY

TUDOR BERZA [2], ANDREI DRĂGĂNESCU [2]

Fault system. Tertiary. Transcurrent lineament. Alpine Nappes. Mureş Fault. South-Transylvanian Fault. South Carpathians — Sedimentary Danubian domain — Cerna-Cazane zone.

Abstract

The Cerna-Jiu disjunctive system, a narrow Tertiary belt of subparallel to anastomosed faults, reveals a complex structure and history: 1) transcurrent activity — transcrustal dextral strike slip of 30-40 km (Paleogene, post-Laramian — pre-Chattian); 2) extentional activity — normal dip slip (Chattian-Badenian); 3) compressional activity — fault rotation, often from normal to reverse (Sarmatian).

Résumé

Le système de failles Cerna-Jiu (Carpathes Méridionales, Roumanie) — un alignement transcurrent majeur d'âge tertiaire. Le système disjunctif Cerna-Jiu, une ceinture tertiaire étroite de failles sous-parallèles à anastomosées, présente une structure et une histoire complexes: 1) activité transcurrente — composante horizontale du rejet dextre transcroûtal de 30-40 km (Paléogène, post-laramien — pré-chattien); 2) activité d'extension — rejet incliné normal (Chattien-Badénien); 3) activité de compression — rotation de faille, souvent de normale à renversée (Sarmatien).

[1] Received on May 23, 1985, accepted for communication and publication on May 23, 1985, presented at the meeting on May 24, 1985.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

The Cerna-Jiu disjunctive system cuts obliquely the South Carpathians as a narrow belt best noticeable between the towns of Petroşani and Topleţ (the latter located south of Băile Herculane town), roughly trending NE-SW and following the local Carpathian curvature. This belt consists of numerous, subparallel to more or less anastomosing, high-angle faults exhibiting vertical offsets variable in direction and magnitude (up to a kilometric order). The fault belt, as a whole, strongly suggests also a strike-slip movement implying a dextral translation (right-hand horizontal offset) averaging 35 km.

Despite the obvious colinearity of the courses of the Cerna and Western Jiu (Jiul de vest) Rivers (these valleys being the topographical expression of the here discussed fault system), their tectonic control has been recognized rather late, as a consequence of the geological surveys carried out by Codarcea (1940) in the lower course area of the Cerna Valley, and by Răileanu (1955), Gherasi (1962), Pop (1964), Pavelescu, Pavelescu (1964), Năstăseanu (1967, 1980) and Bercia (1975) in the upper course area of the Cerna Valley and in the Western Jiu River basin. The Cerna-Jiu disjunctive lineament has been almost integrally represented on the Baia de Aramă and Orăştie Sheets of the 1 : 200 000 Geological Map of Romania, published in 1968, as well as on the 1 : 1 000 000 Geological Map of Romania, published in 1967. Since then, it has been commonly regarded as an „accident majeur de profondeur matérialisé par un étroit graben (le graben de la Cerna) ou par une fracture superficielle dédoublée par des failles satellites" (Săndulescu, 1975, p. 325).

Stănoiu (1973) ascribes to the "Cerna-Petroşani Fault" also the role of hiding, given the downthrow of its north-western wall, the intra-Danubian thrust of the "Presacina Nappe" over the "Mehedinţi-Retezat Zone". Analysing the geological structure of the western part of the South Carpathians, Bercia (1975) has reached the conclusion that the „Cerna-Cazane tectonic lineament" (the segment of the Cerna-Jiu fault system lying along the Cerna Valley and extending farther downstream to the gorges of the Danube called "Cazane") is also responsible for a major dextral (and not sinistral, as claimed by Gochev, 1969, fide Bercia, 1975) displacement; unfortunately, the author does not supply any evidence supporting this interesting statement, or any quantitative estimate of the offset. Relying on published maps and personal field observations, Caire (in Bouillin, Caron, 1975, p. 297) infers that „la structure complexe nommée graben de la Cerna s'explique essentiellement, ou totalement, par un jeu coulissant dextre de grande ampleur". Invoked also by Săndulescu (1984), the hypothesis of a dextral slip is once again neither demonstrated, nor quantified; rejecting the explanation given by Stănoiu (1973) for the facies differences between the Mesozoic series right and left from the Cerna (see above), Săndulescu (1975, 1984) argues for displacements along this disjunctive lineament produced both prior and subsequent to the Getic Nappe emplacement, beginning (at least) from the Middle Jurassic.

The chief purpose of the present paper is the very demonstration of a dextral strike slip of some 30-40 km along the Cerna-Jiu fault

Institutul Geologic al României

system, as well as the documentation, as accurate as possible, of the timing and consequences of the tectonic events typifying this fault lineament. The main lines of evidence used for this aim have been supplied by the (kinematically significant) offsets noted for several geological elements discussed in the recent works completed by the authors (Berza et al., 1984, 1986, 1988 a, b), as well as by the relationships disclosed by the here analysed fault lineament with the alpine nappe pile and, respectively, with the post-tectogenetic (post-nappe) basins.

According to the opinions of one of the authors (A. Drăgănescu), the Cerna-Jiu disjunctive lineament is such a narrow fault belt and consists of so closely spaced and intermingled (subparallel or anastomosing) faults, that the term of "Cerna-Jiu fault zone" seems to be considerably more appropriate than the here-used term of "fault system"; accordingly, the accurate and rigorous description of this fault bundle ought to be consequently made exclusively in terms of (fault or disjunctive) zone, lineament, trend or narrow belt. However, speculating that the nomenclatorial boundary between a narrow fault system and a fault zone is not so far quantified in any article or treatise, that the two terms are often used as interchangeable in the East European (or, at least, Romanian) literature, and that locally loose spaced faults occur in the Cerna-Jiu trend, Drăgănescu accepts in the present paper the term of "system" favoured by Berza, but understood in the emended form of "narrow (fault or disjunctive) system", thought as the best compromise descriptor of the Cerna-Jiu lineament.

Prior to comment the evidence for a dextral strike slip, we supply a brief review of the present-day geometry and location of the main faults composing the Cerna-Jiu disjunctive system (Fig. 1), considering successively the segments of this lineament between Topleț and Petroșani, an area where the authors have been involved in projects of field mapping during the last decade.

Topleț-Băile Herculane-Topenia segment. Considering the published data (Codarcea, 1940; Sheet Baia de Aramă, 1968; Năstăseanu, 1980) and our observations, this segment of the disjunctive system displays three main subparallel faults directed NE-SW (structural description from E to W); the eastern marginal fault is located between Lower Danubian Neojurassic-Eocretaceous limestones and Neocretaceous wildflysch of the Mehedinți Mts. (southwards from Băile Herculane, even the overlying Severin Nappe and Bahna Getic outlier), and Lower Danubian Neocretaceous wildflysch successions of the same Mehedinți Mts., mostly covered by a long and narrow outlier of the Getic Nappe; the median fault separates the mentioned Getic outlier, or underlying Neocretaceous wildflysch of Mehedinți type (Lower Danubian), from Neocretaceous wildflysch of Presacina type or Cerna granites (Upper Danubian); the western marginal fault lies mostly between Neojurassic limestones through Neocretaceous wildflysch of Presacina type, and Neamțu (Zeicani type) Precambrian metamorphics or their associated

Institutul Geologic al României

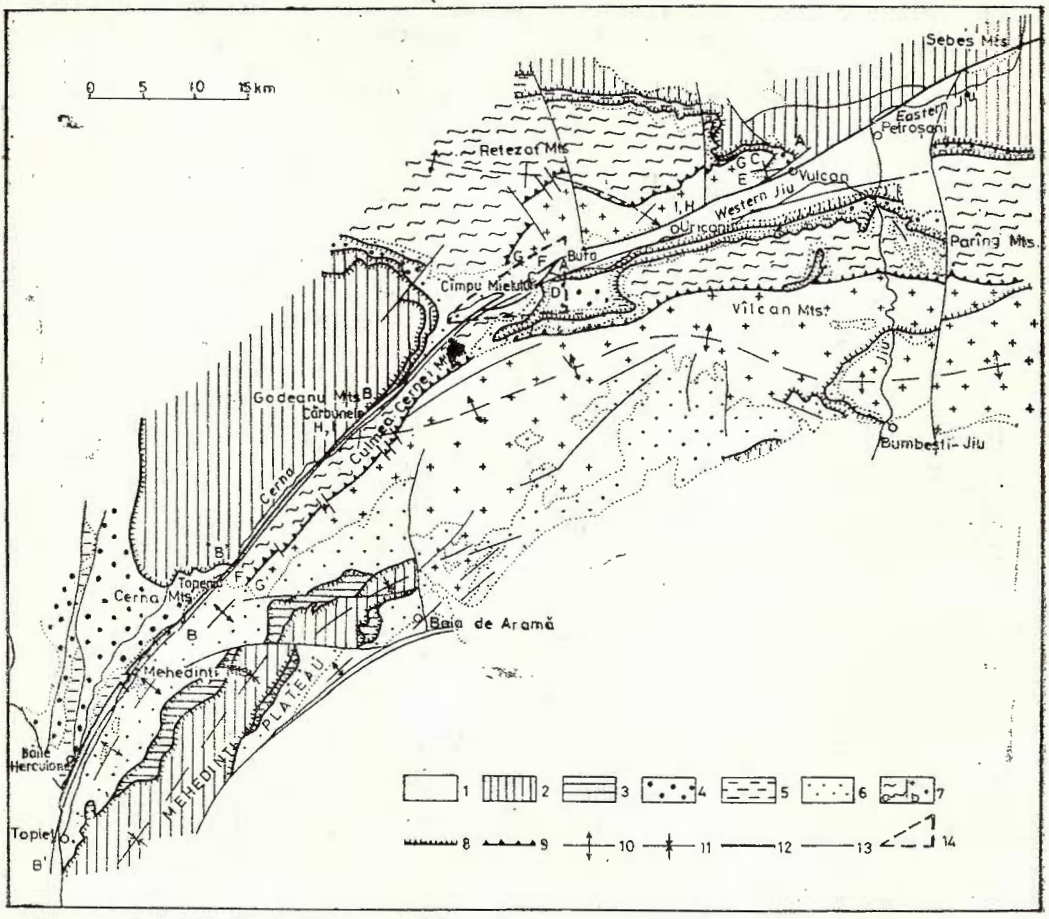


Fig. 1 — Geological sketch map of the hydrographic basins of the Cerna and Jiu rivers (after data of present authors, supplemented with data from Codarcea, 1940; Huică, 1963; Bercia, 1975; Bercia et al., 1977; Iancu, 1977; Pop et al., 1975; Stan et al., 1979 and Năstăseanu, 1980).

1, post-tectonic cover (Oligocene-Miocene); 2, Getic Nappes: Alpine cover formations (Permian-Mesozoic) and Sebeș-Lotru Series (Precambrian); 3, Severin Nappe: Sinaia Beds and associated ophiolites (Neojurassic-Eocretaceous); Upper Danubian Nappes: 4, Alpine cover formations (Permian-Mesozoic); 5, basement series and associated granitoids (Precambrian); Lower Danubian Nappes; 6, Alpine cover formations (Permian-Mesozoic); 7, basement series and associated granitoids (Precambrian) and Lower-Middle Paleozoic formations: a, Retezat-Parîng pre-Alpine structural Unit; b, Vîlcan-Pilugu pre-Alpine structural Unit; 8, Alpine nappe; 9, pre-Alpine nappe; 10, Alpine (post-nappe) antiform axis; 11, Alpine (post-nappe) synform axis; 12, faults of the Cerna-Jiu ruptural lineament (Alpine post-nappe faults); 13, other Alpine post-nappe faults; 14, enlarged area (Fig. 2).

Institutul Geologic al României

Ogrădena-Cerna granites (all Upper Danubian). This sequence of faults essentially induces, therefore, a stepwise westwards downthrow of the orogenic edifice.

Topenia-Cărbunele segment. Accounting on data from Bercia (1975), Bercia et al. (1977) and Iancu (1977), this segment of the Cerna-Jiu disjunctive system consists of two or three (quite locally, only one), main, subparallel, faults trending NE-SW and originating in the mentioned structural downthrow in successive steps towards NW : Lower Danubian Precambrian basement (Culmea Cernei granitoids)/Lower Danubian Neojurassic-Eocretaceous limestones and Neocretaceous wildflysch/Getic Precambrian metamorphics (Sebeș-Lotru Series) of the outlier of the Godeanu Mts. In addition, several minor anastomosing faults, accomodated in the median strip composed of limestones and wildflysch, induce a close tectonic alternation of these two lithologies as narrow and discontinuous bands. The occurrence of a lensoidal tectonic slice of Jurassic limestones, embedded in cataclased Culmea Cernei granitoids in the right slope of the Arsasca Creek lower course, reveals the disjunctive system to involve in this sector more main faults than represented on the map (achieved by Bercia et al., 1977), and a clear anastomosing pattern for some of them.

Cărbunele-Cîmpul Mielului segment. From the mouth of Cărbunele Valley towards NE, the Cerna-Jiu fault system truncates no longer the Godeanu outlier of the Getic Nappe, here the eastern boundary of this outlier becoming materialized into the basal plane of the Borăscu Getic Unit (Gherasi, 1937 ; Berza et al., 1984 ; Gherasi et al., 1986). The fault convergence at the Cărbunele Valley mouth is followed northeastwards by the reccurrence of the anastomosing fault pattern, dominated here by two major faults (basic data in Pop, 1964 ; Berza et al., 1984) responsible for the stepwise downthrow of the northern blocks : Lower Danubian Precambrian basement (Drăgșan Series)/Lower Danubian limestones of Ciuceava Mare Mt./Lower Danubian limestones of the other Ciuceava summits and of the Iorgovanu, Albele and Piule Mts. (all limestones Neojurassic-Eocretaceous). The lens-like outcropping of the limestones in the Ciuceava Mare Mt. between these two faults (Berza et al., 1984) arises the strong possibility for the existence of a third, additional fault showing a geometrical aspect of reverse fault.

Cîmpul Mielului-Buta segment. This is the key segment, here taking place the passage, as regards the vertical offset direction, from the south-western regime (the north-western blocks downthrown) to the north-eastern regime (the northern blocks upthrown) of the Cerna-Jiu disjunctive system. The (eastern) portion disclosing vertical offsets under north-eastern regime is flatly dominated by the Petroșani Fault, a high-angle reverse fault bounding northwards the Tertiary Petroșani basin. The cartographical image of this segment, depicted in the Figure 2, emphasizes the conspicuous reticular-anastomosing character of the fault system in this sector too. Roughly speaking, here the fault system juxtaposes southerly Upper Danubian terrains (Precambrian

Institutul Geologic al României

Zeicani metamorphics, Lower Jurassic Schela Formation, Neojurassic-Eocretaceous Lupeni Limestones — Berza et al., 1987 b) or Petroşani basin Tertiary deposits (with underlying Getic Nappe), northerly to Lower Danubian terrains (Pleşa Mt. Neojurassic-Eocretaceous limestones, Buta Precambrian granitoids). Worth specifying is that, according to the Figure 2, the normal faults from the above presented seg-

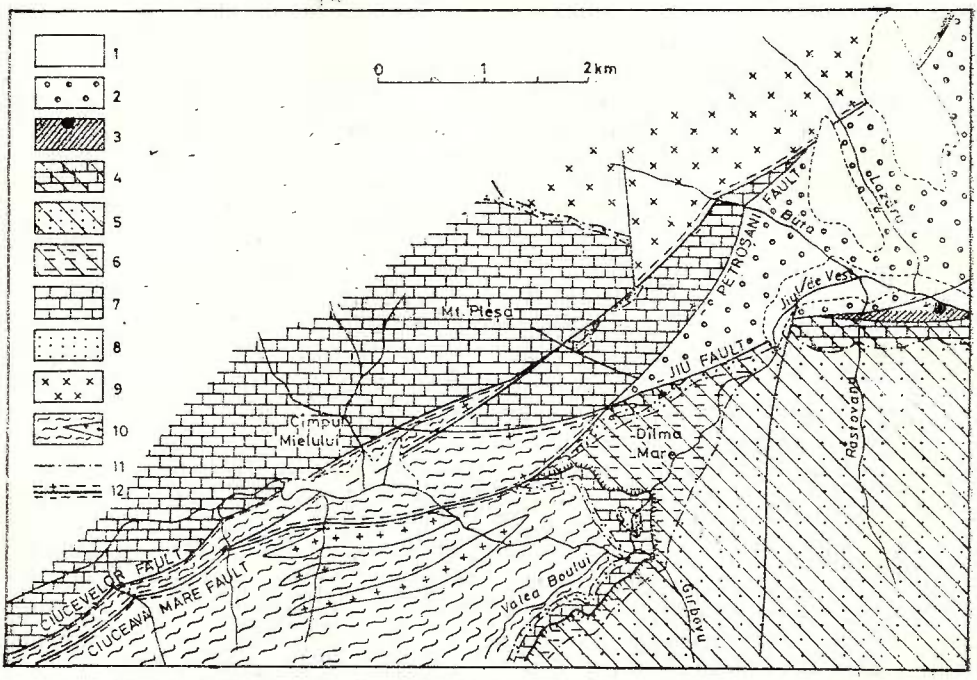


Fig. 2 — Geological map of the Buta-Cîmpul Mielului region (after T. Berza). 1, Quaternary deposits; 2, Oligocene deposits; 3, Getic Nappe: Sebeş-Lotru Precambrian metamorphics; Upper Danubian Nappes: 4, Neojurassic-Eocretaceous limestones; 5, Eojurassic conglomerates, sandstones, slates (Schela Formation); 6, Zeicani Precambrian metamorphics; Lower Danubian Nappes; 7, Neojurassic-Eocretaceous limestones; 8, Eojurassic sandstones; 9, Buta Precambrian granitoids; 10, Drăgşan Precambrian metamorphics: a, associated granitoids; 11, unconformity; 12, fault.

ments disappear in the Buta region and are replaced eastwards by the foregoing high-angle reverse fault running along the northern border of the Petroşani basin (Petroşani Fault) and, in addition, by a normal (Jiu) fault; this interpretation is in contradiction with previous cartographical solutions (e.g. following Solomon et al., 1976, the Ciucevele Fault has its direct prolongation in the Petroşani Fault, while the Ciuceava Mare Fault is continued by the tectonic plane located between the Getic Sebeş-Lotru metamorphics and the Danubian formations on the northern slope of the Vîlcan Mts.; after Năstăseanu, in the Geological Map of Romania, 1978, scale 1 : 1 000 000, the Petroşani Fault is continued westwards, across Pleşa-Piule-Iorgovanu Mts., by the fault

Institutul Geologic al României

representing the eastern boundary of the Godeanu Getic outlier, while the Ciucevele Fault becomes buried at the Buta-Western Jiu confluence under the Tertiary deposits of the Petroşani basin).

Buta-Petroşani segment. The Petroşani (high-angle reverse) Fault is the dominant ruptural element; this fault has been represented on the maps achieved in this sector by Răileanu (1955 — "Buta-Valea Murgonilor Fault"), Pavelescu, Pavelescu (1964), Rusu (1975 — "Northern Marginal Fault") and Solomon et al. (1976). The vertical offset of this fault amounts to several (2-3 ?) kilometers and this throw decreases from west to east. In outcrop the Tertiary successions of the Petroşani basin are brought northwards in tectonic contact, successively from west to east, with the Lainici Lower Danubian Unit, the Măru Upper Danubian Unit and the Getic Nappe of the Retezat Mts (these units sensu Berza et al., 1987 a, b); this cartographic image obviously points to an eastwards decrease of the vertical offset of the Petroşani Fault, but equally liable to express either a strike-slip or a dip-slip. However, the undeniable evidence of the dip-slip origin of this throw lies in the observation that, eastwards from Lupeni, the Chattian red formation is exposed directly south of the Petroşani Fault (this formation being the basal term of the Oligocene-Miocene stratigraphic succession of the Petroşani basin, according to Moisescu, 1981); moreover, some 10 km eastwards from Petroşani, both northern and southern walls of the fault expose Getic Sebeş-Lotru metamorphics. North of Vulcan town, another fault, also reverse and northwards dipping, branches at a low angle from the main fault and trends eastwards; this fault is exposed too, in a restricted area, in the right slope of the Mierleasa Valley (Berza et al., 1987 a, b). In the southern half of the Petroşani basin, a subvertical directional fault occurs, displaying the northern wall downthrown (Jiu Fault — Rusu, 1975). Nevertheless, the present authors firmly consider the southern boundary of the Tertiary Petroşani basin deposits as a transgression boundary (stratigraphic unconformity), and the tectonic plane separating the Sebeş-Lotru Series from the Danubian successions along the northern slope of the Vîlcan Mts. as the overthrust plane at the sole of the Getic Nappe (and not as a post-nappe normal fault, as claimed by Stănoiu et al., 1983, and by Strusievicz and Strusievicz, 1986; for Solomon et al., 1976, this is a first order reverse fault, as they deny the Getic Nappe); relying on the maps by Pavelescu, Pavelescu (1964), Solomon et al. (1976) and Berza et al. (1988 b), we rule out the possibility of the presence of any major directional fault between various Danubian formations from the northern slope of the Vîlcan Mts. (faults to be related to the Cerna-Jiu lineament), our conclusion being in contradiction with that of Năstăseanu (in Stan et al., 1979).

Synthesizing the above observations, we conclude that the Cerna-Jiu disjunctive system consists, along the western segments, corresponding to the Cerna Valley and the uppermost course of the Western Jiu Valley, of a couple of high-angle faults including two or three main faults commonly exhibiting at present a geometrical aspect of normal faults showing the north-western wall downthrown, while in the eastern

Institutul Geologic al României

Buta-Petroşani segment, the here-discussed lineament involves a single main fault with a present-day geometry of high-angle reverse fault displaying the northern wall upthrown.

The next step in our analysis is to document the foregoing right-lateral strike slip produced along the Cerna-Jiu disjunctive lineament. Thus, the examination of the geological structure of the region illustrated, in a simplified form, in the sketch-map presented in the Figure 1, and achieved relying on data in Codarcea (1940), Bercia (1975), Bercia et al. (1977), Iancu (1977) and Năstăseanu (1980) as well as on our recent research (Berza et al., 1984 : 1986 ; 1988 a, b ; Berza and Drăgănescu, unpublished data), points to several particular aspects resulting from the geological comparison of the areas adjacent to the Cerna-Jiu fault system ; these aspects (summarized below) are diagnostic features testifying an obvious major (30-40 km) horizontal offset of all pre-Cenozoic exposed geological elements, brought about by a strike-slip along this disjunctive lineament.

A. The cartographic outline of the Getic Nappe displays a dextral horizontal offset of 27 km between the eastern Retezat Mts. (north of Vulcan town) and the north-western Vîlcan Mts. (south of Buta Valley mouth), the two mountains lying north and respectively south of the here-analysed lineament.

B. The trace of the Getic overthrust in eastern Godeanu Mts, can be correlated with the northern termination of the Getic Nappe outlier of the Cerna Valley (30 km between Cărbunele Valley mouth and, respectively, Tezna Valley mouth), and the trace of the same overthrust in western Godeanu Mts. can be correlated with the southern termination of the mentioned outlier of Cerna Valley (33 km between Topenia Valley mouth and Topleţ). The Getic Nappe remnants (outliers) of Godeanu Mts. and of Cerna Valley are situated on the western side of, and, respectively, inside the here-discussed ruptural lineament. On the eastern side of the fault system lies the Bahna outlier of the Getic Nappe (20 km between the south of Topleţ point of its truncation by the lineament and the northern tip of Cerna Valley Getic outlier). Therefore, the total current right-lateral offset between Godeanu and Bahna Getic outliers measures some 50 km.

C. The trace of the overthrust between the Upper and Lower Danubian Units in the easternmost Retezat Mts. (north of Vulcan town) has its counterpart and continuation in the north-western Vîlcan Mts. (at Dîlma Mare, north of Gîrbovului Valley mouth), the dextral horizontal offset being 26 km.

D. The Liassic sequence and the overlying Neojurassic-Eocretaceous limestones making up the Alpine cover of the Upper Danubian Unit of the eastern Retezat Mts. (at Dealu Babei) correspond to the successions of the Liassic Schela Formation and the Neojurassic-Eocretaceous Lupeni Limestone Formation of the westernmost part (Dîlma Mare) of the outcropping belt of these formations (composing the Alpine cover of the Upper Danubian Unit) of the Northern Vîlcan Mts. ; the dextral horizontal offset amounts to 26 km.

Institutul Geologic al României

E. The successions of the Oslea Limestone Formation (the Neojurassic-Eocretaceous Alpine cover under northern structural regime of the Lainici Lower Danubian Unit) of the eastern Retezat Mts. find now a perfect correlation (by ascribing the limestones of Piatra Zănoagei, north of Lupeni town, to this formation) with the sequences of the Oslea Limestone Formation of the north-western Vîlcan Mts. (Oslea-Dîlma Mare), the horizontal offset measuring some 25 km.

It should be specified that almost all the foregoing boundaries (i.e. those commented under the headings A, C, D and E) plunge 20-40° NE if measured in the direct (southern and, respectively, northern) proximity of the offsetting lineament. A nomenclatorial specification is required too : the terms of Lupeni Limestone Formation. Schela Formation and Oslea Limestone Formation are used here sensu Drăgănescu (in Berza et al., 1988 b).

F. The cartographic outline of the basal boundary of the Alpine cover under southern structural regime of the Lainici Lower Danubian Unit (involving Liassic sandstones and Neojurassic-Eocretaceous limestones) of the area located immediately west of the Buta Valley (Pleşa-Piule-Iorgovanu-Albele-Stănuleţi Mts. making up the so-called "calcareous Retezat Mts") can be correlated with the basal boundary outline of this Alpine cover of the left side of the Cerna Valley (at Vîrful lui Stan Mt.), this equivalence accounting for a dextral horizontal offset of 42 km.

G. The plane of the pre-Alpine overthrust between the Vîlcan-Pilugu and Retezat-Parîng Units in the Retezat Mts. (between Muncelu Mt. and Piule Mt.) has cartographically a symmetrical position as against the similar plane of Culmea Cernei Mts. (between Oslea Mt. and Vîrful lui Stan Mt.).

H. The approximate boundary separating the successions of northern structural-stratigraphical type ("Oslea") from those of southern type (Liassic sandstones, Neojurassic-Eocretaceous limestones, Nadanova beds, wildflysch sequences), both types pertaining to the Alpine cover of the Lainici Lower Danubian Unit, shows a dextral horizontal offset of some 35 km along the Cerna-Jiu fault system, between the Retezat Mts. and the Vîlcan-Mehedinţi Mts ; such an offset can be explained only by involving strike-slip faulting.

I. The axis of the broad post-nappe antiform of Retezat Mts., standing for the eastern prolongation of the Rof antiform of the Petreanu Mts. (identified as such by Morariu, 1982), and the axis of a similar post-nappe antiform of Vîlcan-Culmea Cernei Mts. display also a mutual dextral offset of some 35 km along the Cerna-Jiu ruptural system. These axes are more or less coincident with the boundary quoted as line of evidence H, thus the tectono-structural symmetry being stressed and enhanced by the stratigraphical symmetry warranted by the pairs including the limestones of the "calcareous Retezat", versus the Oslea limestones of the eastern Retezat and, respectively, the limestones of the Vîrful lui Stan Mt., versus the Oslea limestones of the north-western Vîlcan Mts. (Oslea Mt.-Dîlma Mare). More important is the structural aspect that these antiformal axes are situated in ver-

Institutul Geologic al României

tical axial planes, an attitude rendering the horizontal offset between them an ideal testimony and marker for a strike-slip disjunctive displacement.

All these lines of evidence, and among them, especially the last two ones (here recognized as critical proof for a strike-slip faulting) which cannot be accounted for by vertical displacement or by supergeneous erosional activities, enable documenting the hypothesis (formulated by Bercia, Caire and Săndulescu, each op. cit.) bearing on a dextral horizontal translation achieved along the Cerna-Jiu ruptural lineament. The above evidence convincingly demonstrates : a) a dextral strike-slip produced along the Cerna-Jiu fault system and amounting at the magnitude of about 35 km ; b) this fault bundle, perceptibly crossing and offsetting the whole Alpine nappe pile of the South Carpathians in the territory of the Cerna-Godeanu-Retezat/Mehedinți-Culmea Cernei-Vîlcan Mts., is, in its turn, buried under the deposits of the Tertiary Petroșani basin, these latter ones showing at most dip-slip, but by no means strike-slip displacements (see e.g. the map by Rusu, 1975).

The preceding observations enable us inferring the succession of geological processes having operated in the area accomodating the Cerna-Jiu fault system.

a) The fault system has been initiated as a strike-slip belt subsequent to the formation of the alpine nappes (in our area : Getic Nappe, Borăscu Unit, Severin Nappe, Upper Danubian Măru-Urdele Unit, Lower Danubian Lainici Unit, from top to bottom, belonging to Mesocretaceous and Laramian tectogenetic stages), but prior to the Chattian (the time of triggering of the Petroșani basin formation). Therefore, the Cerna-Jiu fault lineament has come into being during the Paleogene. The eventual former existence of an older fault (early alpine) on this location, invoked by Săndulescu (1984) in order to account for the facies differences between the Alpine Danubian covers on the two sides of the Cerna Valley, seems to be an inconsistent hypothesis ; in this respect, the earlier interpretation supplied by Stănoiu (1973) explains satisfactorily the Upper Danubian/Lower Danubian relationships south of the Godeanu outlier of the Getic Nappe, and our data and interpretations are, we hope, yet more convincing. During this pre-Chattian-Paleogene evolutive stage, the dip-slips within the Cerna-Jiu disjunctive system are difficult to assess but, (according to A.D.) they seem to have been, as a whole, quite minor (if any), the dominant motion being instead the strike-slip, the whole advocated 35 km dextral strike-slip displacement getting now integrally consumed.

b) Subsequently, the Chattian-Burdigalian time span is the stage of accumulation of the deposits (considerable in thickness, but hard to predict as original areal extent) which occur conserved in the Petroșani basin, in the tiny Dealu Babei basin and in the Crivadia area of the Hațeg Basin (the ages of the deposits after Răileanu, 1955 ; Savu et al., 1968 ; Rusu, 1975 ; Moisescu, 1981, and Moisescu, in Berza et al., 1986). These Tertiary deposits overlap, at present, most

Institutul Geologic al României

of those faults (composing the north-eastern portion of the Cerna-Jiu system) which were involved in the previous strike-slip (exception, probably unique, being the Petroşani and Jiu Fault, now fully exposed).

c) Further on, the field evidence suggests (according to A.D.) that a final compressional stage has given rise to the present-day geometry of high angle reverse faults for some faults of the system, best exemplified by the Petroşani Fault (as regards the Jiu Fault, exposed on the Petroşani basin, judging from the map by Rusu (1975), the conclusion is that this is merely a post-Chattian and pre-Burdigalian normal fault).

Concluding the step-by-step analysis, Drăgănescu postulates the following chronology and structural significance of the tectonic (kinematic=strain-involving) events of interest for our topics :

1) emplacement of the Alpine nappe pile (one or two systems ?), a phenomenon triggered and controlled by the relative overthrust of the Getic Nappe that determined the formation and the drag-type internal deformation of the (subjacent) Danubian Nappes (major contractional stage corresponding to the Laramian phases ; fini-Cretaceous; possible previous, Mesocretaceous, contractions, too) ;

2) major broad antiformal deformation of the whole Alpine nappe pile (accompanied by second order plicative deformational features, equally slightly to moderately marked, such as synforms, antiforms, plateaus, homoclines) (late contractional stage, probably corresponding to the fini-Laramian phase ; Paleocene) ;

3) regional isostatic uplift ("post-tectogenetic" compensatory rebound) and related exogenic erosion, resulting in cartographic outlines commonly shaped in patterns relatively comparable to the present day ones (long-term, slow regional extensional stage ; Lower-Middle Paleogene, i.e. Paleocene-Eocene) ;

4) dextral (=right-hand=clockwise) strike-slip megashear (apparently practically lacking dip-slip components ; however, slightly contractional or extensional components, in some sectors, are likely but unprovable for the time being) originating in the formation of a major strike-slip fault zone materialized in a narrow bundle of (high-angle s.l.=high-angle to vertical) subparallel to irregularly anastomosing faults, totalling around 1 km in width and some 35 km of right lateral slip : the dextral strike-slip fault zone referred to, in the present paper, as the Cerna-Jiu narrow fault system (comparatively short-term stage of strong horizontal simple shear ; Paleogene, post-event 3 and pre-Chattian, i.e. Late Eocene-Lower Oligocene) ; some major structural consequences of this right-hand strike-slip decoupling are : Tarcu-Petreanu-Retezat and Vîlcan-Parîng mountain ranges (and their component, E-W trending, Alpine, mainly Danubian, nappes), originally E-W colinear brought in an en échelon position and their proximal extremities, Retezat and Vîlcan Mts. become juxtaposed ; Godeanu, Cerna, Bahna and Porţile de Fier outliers of the Getic Nappe, formerly grouped altogether, now dispersed en échelon ; Lainici Lower Danubian Nappe of Mehedinţi Mts. brought into abrupt contact westwards with Presacina-Sirinia Upper Danubian Nappe of Almaj-Cernei Mts. ; Cibin

Institutul Geologic al României

and Sebeș Mts. (and their component Getic-Supragetic Nappes) translated clockwise (see below, regional correlations);

5) abrupt change in the activity regime of the Cerna-Jiu braided fault bundle from strike-slip to pure extensional dip-slip, in the context of a regional relaxation and (high-angle) normal faulting resulting in various block-faulting structural patterns; relevant examples of this regional block-faulting stage are: Petroșani half-graben formation, displaying the northern flank strongly downthrown along the Petroșani Fault, this latter one being an originally strike-slip fault of the Cerna-Jiu lineament now become reactivated as a highly active normal dip-slip one; Bahna half-graben formation; Caransebeș half-graben formation; Baia de Aramă-Balta-Bahna-Timok extentional ruptural lineament formation; conversion of the Cerna-Jiu fault zone from a strike-slip to a taphrogenic lineament, mostly just slightly active (stepwise to random, upthrows/downthrows along this lineament by usually very low or low to moderate dip-slips, the foregoing strong dip-slip noted along the Petroșani Fault being an exception for the lineament, most of the present-day throws and structural patterns noted along this lineament being actually accounted for by the previous, strike-slip movement; however, the kink or tilting axis, i.e. axis of change in general dip-slip direction, of the Cerna-Jiu fault bundle, lies in the Cîmpul Mielului-Dîlma Mare area, as already shown at segments description); (long-term, marked regional extensional, or taphrogenic stage; Chattian-Badenian-?locally Lower Sarmatian);

6) regional compression normal to the Cerna-Jiu lineament strike, accompanied by block tilting and by correlative rotation in a vertical plane (normal to the fault strike) of most pre-existing normal fault planes (here-included faults of the Cerna-Jiu narrow system), implicitely leading to the change in the geometry of some of these faults from (commonly high-angle) normal to high-angle reverse faults (without requiring necessarily major displacement and contraction along their walls); conclusive examples are the Petroșani Fault and some faults of the Topenia-Cărbunele segment within the Cerna-Jiu disjunctive system (short-term, regional contractional stage; probably the Moldavian tectogenetic phase, intra-Sarmatian; at any rate, a post-Styrian contractional stage);

7) slight regional extensional regime, commonly no longer reactivating the Cerna-Jiu trend (Middle Sarmatian-Quaternary).

Further on, the same co-author (Drăgănescu) attempts supplementary estimates, supplying a tentative correlation at the scale of the Romanian Carpathian arc and dynamic (=forces-involving) assessments:

I. The Cerna-Jiu fault zone is postulated here (in good agreement with Caire's assumptions, op. cit.) to represent a section of a NE-SW trending lineament branching from the E-W oriented transcrustal belt of the south-Transylvanian faults ("G 7 Fault Field", "South-Transylvanian", or "Mureș Fault", following different authors), the juncture between the two fault lineaments probably taking place in the Sibiu town area (considering various local structural aspects);

Institutul Geologic al României

II. In accordance with this correlation, the Cerna-Western Jiu-Eastern Jiu-Sibiu ruptural trend acquires the character of a zone of major crustal decoupling which transects obliquely and integrally the Romanian South Carpathians and which crosses the whole local crust, thus becoming a transcrustal strike-slip fault zone, i.e. a transcurrent fault zone.

III. The intra-Paleogene (Late Eocene-Early Oligocene) dextral horizontal translation implied by this decoupling represents an effect of crustal failure to a dextral simple shear induced by a clockwise-rotating force couple; this right-lateral couple of forces acting in horizontal plane appears as a response, in a southern area, to the extensional regime installed in the Paleogene (i.e. typical basin-and-range tectonics, particularly strongly marked by accompanied by specific sedimentary facies during Eocene-Lower Oligocene) within the extant Transylvanian depression.

IV. This transcurrent fault zone, crossing and offsetting the whole crust and nappe pile of the South Carpathians obviously bears no relation to the architecture and the internal structure of the nappe pile or of the individual nappes, dividing instead, the whole mountainous edifice in two juxtaposed crustal blocks (or slabs) post-dating the orogenic belt formation; accordingly, the use of this lineament in pre-Tertiary facies-structural reconstructions or delimitations such as its employment as boundary between internal and external Danubian Units (and the very use of these units with this meaning) becomes a nonsense.

As "final conclusions", the reader is referred to the abstract. The English version of the paper, prepared by one of the authors (A.D.), uses descriptive and genetic fault nomenclatures in accordance with the rigorous terminology developed during the last two decades by the English structural school.

REFERENCES

Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *St. tehn. econ. Inst. Geol. Geofiz.*, I, 12, 3-159, București.

— Bercia E., Năstăseanu S., Berza T., Iancu V., Stănoiu I., Hârtopanu I. (1977) Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foaia Obîrșia Cloșani, Inst. Geol. Geofiz., București.

Berza T., Pop Gr., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Năstăseanu S., Moisescu V. (1984) Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foaia Oslea (machetă), Inst. Geol. Geofiz., București.

— Seghedi A., Pop Gr., Szasz L., Hârtopanu I., Moisescu V., Popescu G. (1986) Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foaia Lupeni, Inst. Geol. Geofiz., București.

— Seghedi A., Stănoiu I. (1988 a) Unitățile danubiene din partea estică a munților Retezat (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, 23-41, București.

— Seghedi A., Drăgănescu A. (1988 b) Unitățile danubiene din versantul nordic al munților Vîlcan (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, 43-57, București.

Institutul Geologic al României

Bouillin J. P., Caron J. M. (1975) Les Carpathes roumaines. Compte Rendu de la Réunion Extraordinaire de la Société géologique de France (24 sept. — 5 oct. 1974) en Roumanie. *Bull. Soc. géol. France*, 7 série, XVII, 3, 267-298, Paris (A Caire's intervention : p. 297 and fig. 14 ; M. Săndulescu's reply : p. 297-298).

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, 1-74, București.

Gherasi N. (1962) Pînza getică în partea orientală a munților Godeanu. *D. S. Inst. Geol.*, XLVIII, 69-81, București.

— Berza T., Seghedi A., Stepan M., Iancu V. (1983) Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, 63-85, București.

Iancu V. (1977) Observații asupra relațiilor structurale ale formațiunilor de pe cursul mijlociu al văii Cerna (jud. Caraș-Severin). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, 39-56, București.

Moisescu V. (1981) Considerații asupra unităților litostratigrafice ale Terțiarului din bazinul Petroșani. *St. cerc. geol. geofiz.*, XXVI/2, 109-118, București.

Morariu D. (1982) L'anticlinal Rof ou l'antiforme Rof ? Debats sur le caractère de la structure Rof (les massifs Petreanu-Retezat — le domaine danubien des Carpathes Méridionales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5, 89-93, București.

— Morariu A. (1982) A new structural model of the Țarcu-Rîul Mare region (Țarcu, Petreanu, Godeanu massifs). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5, 95-108, București.

Năstăseanu S. (1967) Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica munților Cernei (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LIII/1, 401-411, București.

— (1980) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV, 155-280, București.

Pavelescu L., Pavelescu M. (1964) Geologia și petrografia Văii Jiului românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, 45-85, București.

Pop Gr. (1963) Contribuții la cunoașterea Paleozoicului și Mezozoicului din partea de est și nord-est a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *Rev. geol. geofiz., Geol.*, 8/1-2, București.

Răileanu Gr. (1955) Recherches géologiques dans la région Cîmpu lui Neag-Uricani et considérations générales sur le bassin de Petroșani. *C. R. Com. Géol.*, XXXVII-XXXIX, București.

Rusu T. (1975) Sinteza geologică asupra lucrărilor executate în bazinul Petroșani-Valea Jiului (perioada 1950-1975). Archives IPGG, București.

Savu H., Pavelescu M., Stanciu I., Lupu D. (1968) Harta geologică a României, scara 1 : 200 000, foaia Orăștie, Inst. Geol., București.

Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. géol. France*, 7 série, XVII, 3, 299-358, Paris.

— (1984) Geotectonica României. Edit. tehn., 336 p., București.

Solomon I., Visarion A., Iordan M. (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vîlcan și munții Retezat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, 195-217, București.

Stan N., Stănoiu I., Năstăseanu S., Moisescu V., Seghedi A., Pop Gr. (1979) Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foaia Cîmpu lui Neag, Inst. Geol Geofiz., București.

Institutul Geologic al României

Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/5, 127-171, București.

— Iancu V., Udubașa G., Rădan S., Visarion A. (1983) Report, archives Inst. Geol. Geofiz., București.

Strusievicz O. R., Strusievicz E. (1987) Contribuții la stratigrafia formațiunii de Oslea dintre Valea de Pești și valea Tusu (Munții Vîlcan). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4, 51-61, București.

SISTEMUL DE FALII CERNA-JIU (CARPAȚII MERIDIONALI, ROMÂNIA), UN LINEAMENT TRANSCURENT MAJOR DE VÎRSTĂ TERȚIARĂ

(Rezumat)

Sistemul disjunctiv Cerna-Jiu intersectează oblic Carpații Meridionali, este dirijat aproximativ NE-SV și apare arcuit larg, urmînd curbura carpatică locală ; acest sistem ruptural reprezintă un fascicul îngust terțiar, compus din falii subparalele la anastomozate, ce dezvăluie o structură și istorie tectonică complexă. Faliile componente prezintă sărituri verticale variabile ca sens și amplitudine și, conform geometriei lor actuale, se înfățișează ca falii puternic înclinate, normale sau inverse. Faliile intersectează întreaga stivă de pînze laramice (pînze de fundament) și controlează dezvoltarea locală a unui semigraben îngust, adînc și umplut cu sedimente terțiare (bazinul Petroșani). În plus, toate elementele geologice preterțiare, situate de o parte și alta a lineamentului disjunctiv, arată sărituri orizontale (decroșări) dextre de ordinul a 30-40 km ; bazinul terțiar Petroșani apare ca fiind ulterior acestei decroșări, iar depozitele sale acoperă majoritatea faliilor locale ale sistemului disjunctiv discutat. Considerînd aceste date în contextul regional, se poate deduce următoarea cronologie de evenimente tectonice : 1) inițiere și activitate transcurentă dextră (Paleogen ; post-laramic și prechattian) ; 2) activitate extensională normală, faliile componente comportîndu-se ca falii normale, activitate integrată într-un regim extensional cu caracter regional, de tip tectonică de blocuri (Chattian-Badenian) ; 3) regim compresional regional de scurtă durată, generînd rotații de falii și falii inverse (faza moldavică, intrasarmațian).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 59—68

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX PRÉALPINS DANS LE MASSIF CRISTALLIN DE FĂGĂRAŞ [1]

PAR

RADU DIMITRESCU [2]

Structural data. Pre-Alpine tectonics. Alpine tectonics. Foldings; Superposed foliations. Metamorphites. Overthrusts. South Carpathians — Getic and Supragetic domains — crystalline — Făgăraş Mountains.

Résumé

A la partie inférieure du massif cristallin de Făgăraş on a reconnu trois plissements superposés : F_1 est isoclinal, avec une transposition de S_0 vers une schistosité S_1 ; F_2 est toujours isoclinal, avec la formation des plis obliques similaires, à vergence nord et avec la formation de la schistosité dominante S_2 ; F_3 est de type concentrique, accompagné de la schistosité S_3. Dans les termes supérieurs le plissement dominant F_2 est généralement plan. Cette situation peut être expliquée par trois hypothèses : transgression, niveau structural (géomécanique), nappes. Toutes les nappes alpines ou préalpines du massif de Făgăraş appartiennent au Domaine Supragétique.

Abstract

Pre-Alpine Structural Elements in the Crystalline Massif of Făgăraş. In the lower part of the Făgăraş crystalline massif, three superposed folding episodes were acknowledged : F_1 is isoclinal, with a transposition of S_0 into a foliation S_1 ; F_2 is also isoclinal, with formation of recumbent similar folds, with northern vergence, the dominant foliation S_2 being now formed ; F_3 is of concentric type, accompanied by a S_3 foliation. In the upper terms, the dominant F_3 foliation is generally plane. Three hypotheses may explain this situation : transgression, structural (geomechanical) level, nappes. All the Alpine or pre-Alpine nappes of the Făgăraş massif belong to the Supragetic Realm.

[1] Reçue le 1 février 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 4 mars 1985, présentée à la séance du 22 mars 1985.

[2] Universitatea „Al. I. Cuza", Laboratorul de mineralogie, Calea 23 August 20 A, Iaşi.

Institutul Geologic al României

Au cours de nos travaux de terrain sur les deux versants des Monts Făgăraș pendant les campagnes de 1982, 1983 et 1984, nous avons accumulé quelques données d'observation que nous allons présenter dans ce qui suit.

I. Dans l'analyse mésostructurale des métamorphites, un rôle important est joué, évidemment, par la nature lithologique des formations. Mais en comparant ce qui est comparable, c'est-à-dire des formations à degré à peu près égal de compétence, nous constatons que le massif de Făgăraș au sens large (qui inclut les massifs Iezer, Păpușa etc.) présente deux régimes tectoniques différents.

A. Un certain régime est caractéristique pour le groupe de Cumpăna — au sens, plus restreint, de Ghika (1940), auquel nous sommes obligés de revenir —, c'est-à-dire dans les formations de Cumpăna, de Topolog et de Măgura Cîinenilor, ensuite dans la formation de Suru, enfin dans les formations de Mioarele, de Iezer-Păpău et dans la base de la formation de Voinești du groupe de Iezer de Kräutner (1980). Dans toutes ces formations, la nature polystadiale des déformations subies est particulièrement évidente.

De nos observations, faites entre les sources de la Dîmbovița et celles de l'Argeș, s'avère que la succession des déformations superposées serait la suivante.

1) Le premier plissement F_1 des schistes cristallins, accompagné de la première blasthèse minérale, a un caractère isoclinal très aplati, avec transposition presque totale du rubanement lithologique S_0 (à l'échelle centimétrique, dans la mesure ou l'on peut encore observer ce phénomène ; fig. 1 a), et avec la formation d'une schistosité S_1.

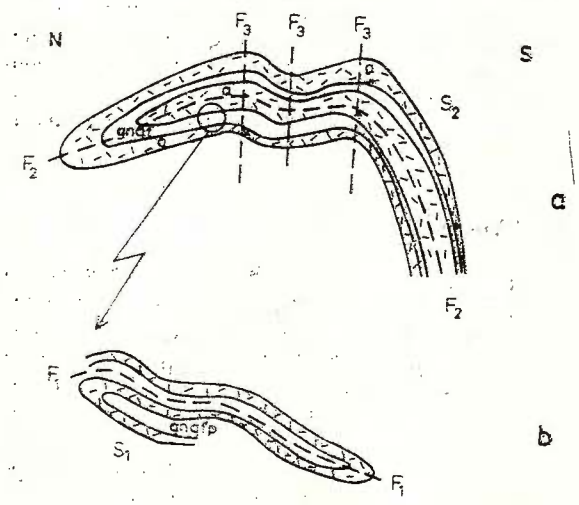


Fig. 1 — Plissements superposés. Vallée de la Capra-Cumpăna ; gnqf = gneiss quartzo-feldspathiques ; a = amphibolites.

2) Le second plissement F_2, superposé au premier et synchrone à la blasthèse de micas et des yeux feldspathiques dans les gneiss œillés, présente un caractère toujours isoclinal, mais moins serré ; les plis de S_1 sont de type similaire, souvent non-plan (à surface axiale courbe), a vergence septentrionale et sont accompagnés d'une schistosité axiale S_2

Institutul Geologic al României

dominante dans la structure du massif (plis synschisteux). Parfois on observe des plis couchés de S_1 de l'ordre des décimètres, plus rarement des mètres, à vergence nord. Les plis mésoscopiques parasites (drag-folds), situés surtout (mais pas exclusivement) au long de la crête principale montagneuse, appartiennent, selon nous, à la même phase de plissement.

3) Le troisième plissement F_3, superposé aux précédents, est de type concentrique (parallèle) ; les plis mésoscopiques, parfois plus serrés, parfois ouverts, ont les plans axiaux verticaux ou à légère vergence méridionale, et parallèlement à ceux-ci se développe une schistosité S_3, à pendage nord ou nord-ouest, accompagnée d'une blasthèse de muscovite (jadis nous tracions des plis par la comparaison des positions de S_2 et de S_3...).

Les trois épisodes de déformation sont coaxiaux ou presque, dans les Monts Făgăraș proprement-dits ; c'est le motif pour lequel les linéations congruentes à ces épisodes ne peuvent être distinguées entre elles, leur direction générale étant ENE-OSO.

La même succession des plissement peut être reconstruite dans la formation leptyno-amphibolitique de Topolog (Ștefănescu et al., 1982), par exemple dans la vallée de la Capra dans un affleurement situé un peu en aval de la ramification de la chaussée vers l'hôtel Cumpăna (fig. 1), dans la formation des micaschistes de Măgura Ciinenilor, par exemple dans la vallée du Vîlsan, à la bordure sud de la feuille Negoi (fig. 2 ; bloc), dans la formation de Suru dans la vallée de la Capra (fig. 3).

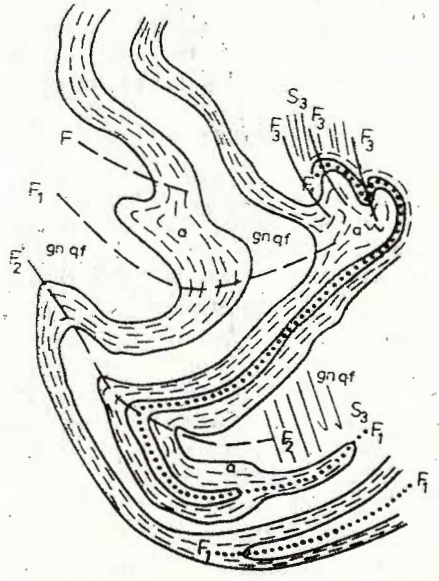


Fig. 2 — Plissements superposés. Vallée du Vîlsan ; gnqf = gneiss quartzo-feldspathiques ; a = amphibolites.

Etant donnés les âges isotopiques K-Ar préalpins obtenus sur des roches du massif de Făgăraș (Pitulea, Soroiu, 1979), les plissements F_1 et F_2 au moins ne peuvent non plus être que préalpins. Nous considérons la déformation F_2 comme responsable de la succession inverse :

Institutul Geologic al României

formation des gneiss de Cumpăna/formation leptyno-amphibolitique de Topolog/formation des micaschistes de Măgura Cîinenilor/formation de Suru. Les plis mésoscopiques de flanc inverse sont caractéristiques pour cette succession renversée sur le versant sud de la principale crête montagneuse.

Le plan de rupture entre les formations de Măgura Cîinenilor (groupe de Cumpăna) et de Suru (groupe de Făgăraș), au long duquel se sont

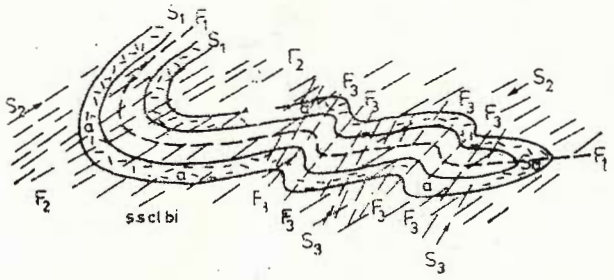


Fig. 3 — Plissements superposés. Vallée de la Capra en amont, ssclbi = schistes séricito-chloriteux à biotite (paragneiss rétromorphes) ; a = amphibolites.

produits les phénomènes de diaphthorèse et de mylonitisation identifiés en août 1980 au cours d'une excursion du Groupe du Précambrien, plan de rupture dont l'existence a été soutenue pour la première fois par Balintoni et al. (1986), a, selon nous, la même vergence septentrionale, étant possiblement dû a une persistence ou a une reprise des efforts de la phase F_2. Le moment exact de ce chevauchement nous échappe encore, mais quelques âges isotopiques K-Ar sur roches totales de la zone de diaphthorèse pourraient probablement résoudre le problème.

Il n'est pas exclu que la phase de plissement F_3 fût synchrone à la naissance de l'antiforme de la crête principale, ultérieurement affectée par la faille longitudinale EO de Negoi (Reinhard, 1910).

La même succession de déformations, les plis F_2 montrant les mêmes vergences septentrionales, peut être observée dans les Monts Iezer, jusque dans le bassin supérieur de la Dîmbovița (Dimitrescu, 1974). Mais ici les déformations superposées ne sont plus coaxiales ; des linéations orientées NO apparaissent, ainsi que d'autres plus récentes orientées NE, et dans la vallée de la Bratia, dans la formation des micaschistes de Iezer-Păpău, on peut observer (dans un bloc) les formes en champignon, caractéristiques pour le replissement de type II (Ramsay, 1967) : plis isoclinaux replissés par un système oblique de plis normaux ouverts, à plans axiaux fortement inclinés (fig. 4).

Une série de caractères de la tectonique préalpine sont donc similaires dans les terrains cristallophylliens d'une part et de l'autre des gneiss linéaires de Cumpăna-Holbav.

B. Aussi bien dans la formation de Cîrțișoara sur le versant nord des Monts Făgăraș (notre ancienne „série de Făgăraș"), que dans les formations de Voinești (à partir du niveau des gneiss de Cuca), de

Institutul Geologic al României

Bughea, de Lerești et de Căluşu, dans les Monts Iezer et Păpuşa, les images mésoscopiques sont différentes, bien que les roches soient d'un degré de compétence à peu près égal à celui des autres formations décrites antérieurement. L'élément structural prédominant est une schistosité plane S_2, transposant un S_1 rarement entrevu. Les limites lithologiques des formations correspondent d'habitude assez bien aux foliations S_2.

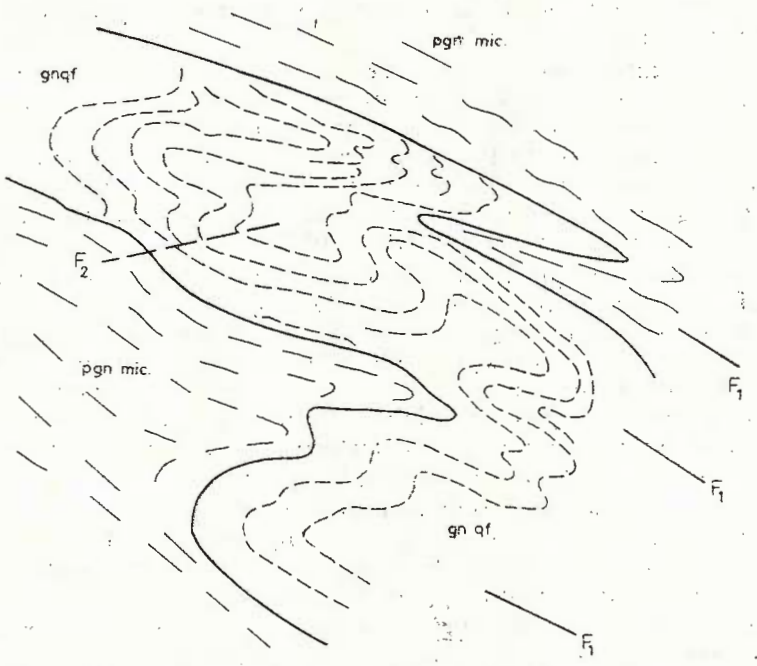


Fig. 4 — Plissements superposés. Vallée de la Bratia ; gnqf = gneiss quartzo-feldspathiques ; pgnmic = paragneiss micacés.

Sur les deux flancs du massif de Făgăraș, le changement de régime tectonique intervient à peu près à la base de deux niveaux lithologiques particuliers.

Sur le versant nord du Făgăraș, exactement à la limite entre ce que d'autres auteurs et nous mêmes avions séparé et denommé comme „séries" de Făgăraș et de Cumpăna (terminologie que nous avons maintenant abandonnée), donc à la limite entre les formations de Cîrțișoara et de Suru, le quartzite de Boldanul nous est apparu à la suite de nos levers de 1982. Ce quartzite vitreux, blanc-verdâtre ou jaunâtre, peut être suivi continuellement à partir de la crête de Tărîța vers l'est, au moins jusqu'à la vallée de la Vistea, mais n'apparaît plus a partir de la vallée de l'Arpaș vers l'ouest.

Dans les Monts Iezer-Păpuşa, le changement s'opère à peu près au niveau des gneiss œillés de Cuca.

Ces observations peuvent être interprétées de plusieurs manières.

Institutul Geologic al României

a) Le quartzite de Boldanul et les gneiss de Cuca peuvent être considérés comme des roches métadétritiques, spécifiques pour la base d'une transgression sur un soubassement déjà métamorphique ; c'est l'hypothèse de Popovici (1978) pour les Monts Iezer. Les formations de Voinești (leur partie supérieure) de Bughea, de Lerești et de Călușu appartiendraient à la même unité (Dinică, Gheucă, 1983). Dans le toit de la transgression on pourra, naturellement, déchiffrer les traces d'un ou de plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme en moins, que dans son mur.

b) Les différences enrégistrées seraient dues à la géomécanique et au niveau d'érosion. Le „sous-faciès structural de la schistosité de clivage axial" (Făgăraș de sud) se trouverait dans un étage inférieur par rapport au „sous-faciès structural du clivage de cisaillement S_2" (Făgăraș de nord), respectivement au „sous-faciès structural des clivages de fracture S_3" (Iezer, Păpușa, Leaota). C'est la solution qui se dégagerait des travaux de Gurău (1981, 1982).

c) La base des gneiss de Cuca et du quartzite de Boldanul représenterait la ligne frontale de deux charriages, le premier à vergence nord et le second à vergence sud. Dans le massif de Iezer-Păpușa, l'existence d'un tel charriage a été effectivement soutenue par Bălintoni et al. (1984), l'argument de ces auteurs étant le suivant : les gneiss de Cuca, étant des migmatites, doivent s'enraciner, mais le soubassement migmatique étant tronqué par la surface de chevauchement, ils prennent l'apparence d'un niveau stratigraphique.

Le second charriage représenterait le prolongement d'un des chevauchements mis en évidence dans le Făgăraș oriental et les Perșani méridionaux par Săndulescu, Nedelcu, Anton etc., prolongement figuré, avec un signe d'interrogation, par Săndulescu (1984).

Dans cette troisième hypothèse on peut de nouveau supposer que dans les unités supérieures charriées, le régime tectonique a été différent par rapport à celui de l'unité inférieure. La disparition latérale du quartzite de Boldanul pourrait s'expliquer non plus par un effilement facial, mais par une troncature basale.

A notre avis, dans le cas qu'ils se confirmeraient, les deux charriages ne pourraient être que préalpins, étant donné qu'ils ne sont pas jalonnés de zones de diaphthorèse dynamique ou de cataclase du type de celles qui jalonnent les plans de chevauchements alpins. De nouveau, des déterminations géochronologiques K-Ar sur roches totales des zones respectives pourraient s'avérer utiles. Pavelescu et al. (1975) ne trouvent dans le massif de Iezer-Păpușa aucun âge K-Ar plus jeune que 150 m.a. et concluent que l'évolution du massif a cessé à la fin de l'époque hercynienne.

Entre les deux unités supérieures des deux flancs du Făgăraș nous ne trouvons pas d'analogies concernant la composition lithostratigraphique ; les deux montrent, il est vrai, une diaphthorèse généralisée. La formation de Cîrțișoara présente des affinités lithologiques beaucoup plus marquées avec la formation de Suru (présence des roches carbonatiques). Même s'ils existent, il est probable que les deux charriages convergents ne soient pas synchrones.

Institutul Geologic al României

d) En dehors des trois hypothèses formulées, d'autres explications de nos données d'observation pourraient nous être suggérées. De plus, chaque hypothèse pourrait être valable seulement dans une des deux situations (versants nord et sud), pouvant être combinée avec une autre hypothèse dans la seconde situation.

II. Le charriage alpin à vergence sud-est de la formation des gneiss de Cumpăna sur le Mésozoïque de Codlea et sur les formations cristallines de Iezer (le „plan de charriage Holbav" — Săndulescu, 1984), charriage prolongé vers le sud-ouest par une importante fracture, n'est plus contesté aujourd'hui par personne. La succession inverse des formations de Voinești, Bughea, Lerești et Călușu du mur de ce charriage, au nord et à l'est de Păpușa ne comporte pas de laminages ou de chevauchements, de sorte que les lignes tectoniques figurées par nous auparavant sont infirmées (Dinică, Gheucă, 1983).

En 1979 déjà, au cours des excursions du Groupe du Précambrien, nous avons affirmé que la formation de Călinești (Ștefănescu et al., 1982), située à l'ouest de l'Olt, est identique à la formation de Voinești, ce qui d'ailleurs était admis dans ses grandes lignes auparavant (Schmidt, 1931 ; Ghika, 1940 ; Dessila-Codarcea, 1962) dans le sens de l'apparition à l'ouest de l'Olt de la „série de Leaota". Notre affirmation a été consignée par Kräutner (1980) et par Hann et Szász (1984). L'unité tectonique de Călinești (Ștefănescu et al., 1982 ; Hann, Szász, 1984) fait indubitablement partie des nappes supragétiques. Il résulte, de cette manière, que le charriage Holbav est de même situé dans le cadre des nappes supragétiques, les massifs de Iezer, de Păpușa et de Leaota faisant donc partie de celles-ci.

En effet, la succession sédimentaire connue dans ce que Săndulescu (1984) attribue aux nappes supragétiques est „de puissance réduite, (très) lacunaire et (très) discontinue". Une succession-type complète pour l'intervalle Jurassique-Crétacé inférieur, qui puisse contraster avec le sédimentaire de la zone de Brașov, attribué par cet auteur à la nappe gétique, ne peut pas être établie. Donc, on ne peut pas justifier de cette manière le raccordement du charriage Holbav au charriage basal supragétique.

D'autre part, dans les Carpathes Méridionales il n'arrive guère ce qui est courant dans les Carpathes Orientales, notamment que les mêmes unités lithostratigraphiques du soubassement cristallin soient présentes dans plusieurs unités tectoniques alpines. La même formation (Voinești-Călinești) ne peut pas, à notre avis, appartenir aussi bien au Gétique qu'au Supragétique. De plus, le type sui-generis de formations cristallines vertes, caractérisées par une blasthèse généralisée, aussi bien sur l'horizontale que sur la verticale, du plagioclase, se retrouve dans d'autres unités toujours supragétiques, les unités occidentales (Locva-Lescovița), ce qui ne signifie pas, bien sûr, la parallélisation stratigraphique, niveau par niveau, des formations respectives. Nous remarquons aussi que la formation de Biharia, caractérisée par les mêmes porphyroblastes de plagioclase, fait partie du système des nappes de Biharia, à position supérieure dans le cadre des Dacides internes, ayant donc une origine méridionale, plus proche de la zone d'origine des nappes supragétiques des Dacides médianes (Săndulescu, 1984). La

Institutul Geologic al României

„patrie" des formations à porphyroblastes de plagioclase (dont nous ne saurions encore definir la genèse de manière satisfaisante) se trouve donc dans une région actuellement interne par rapport aux Carpathes Méridionales, à plusieurs niveaux rapprochés du Supergroupe Marisien (Kräutner, 1980).

Un autre argument de l'appartenance des Monts Iezer, Păpușa et Leaota au domaine supragétique serait le suivant. Il nous serait impossible d'admettre que, dans la région de Holbav, deux unités structurales d'ordre supérieur et si différentes comme la nappe gétique et la nappe supragétique puissent venir en contact, tout en étant traversées — et dans cette région restreinte seulement — par les mêmes filons éruptifs alcalins et basiques, dont tout le monde s'accorde à reconnaître l'âge liasique, donc pré-charriage. La présence de ces filons si caractéristiques aussi bien au-dessus qu'au dessous du charriage Holbav (Săndulescu et al., 1972), pourrait encore s'expliquer en considérant ce charriage comme une complication dans le cadre du même grand domaine supragétique. Jusqu'à présent il n'y a pas d'arguments, bien au contraire, d'attribuer à cet éruptif un âge post-tectonique.

BIBLIOGRAPHIE

Balintoni I., Hann H., Gheucă I., Nedelcu L., Conovici M., Dumitrașcu G., Gridan T. (1986) Considerations on a Preliminary Structural Model of the South Carpathian Crystalline East of the Olt River. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, (1983 ; 1984), 23-45, București.

Dessila-Codarcea M. (1962) Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi-Călinești-Robești. *Com. Acad. R.S.R.*, 12/5, 583-588, București.

Dimitrescu R. (1974) Notă preliminară asupra unor elemente structurale ale șisturilor cristaline din partea estică a munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LX/5, 27-32, București.

— (1978 a) Structure géologique du massif cristallin Făgăraș-Ezer-Leaota. *Rev. roum. géol.*, 22, 43-51, București.

— Ștefănescu M., Rusu A. (1978 b) Foaia geologică 1 : 50 000, Nucșoara-Iezer, I.G.G., București.

Gheucă I., Dinică I. (1986) Lithostratigraphie et tectonique du cristallin de Leaota entre Albești-vallée de Ghimbav-vallée de Bădeanca (M. Ezer-Leaota) *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983 ; 1984), 87-97, București.

Ghika-Budești St. (1940) Les Carpates méridionales centrales. *Ann. Géol. Roum.*, XX, 175-220, București.

Gurău A. (1981) Structural facies in the crystalline fields of the Southern Carpathians and their importance for geological prospecting. *Rev. roum. géol.*, 25, 49-67, București.

Hann H., Szász L. (1984) Geological structure of the Olt valley between Cîineni and Brezoi. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5 (1981), 23-37, București.

Kräutner H. (1980) Litostratigraphic correlation of the Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, 229-296, București.

Institutul Geologic al României

Pavelescu L., Pop G., Ailenei G., Ene I., Soroiu M., Popescu G., Golovei A. (1975) K-Ar dating investigations in the Leaota and Iezer-Păpușa Massifs. *Rev. roum. géophys.*, 19, 81-86, București.

Pitulea G., Soroiu M. (1979) K-Ar dating of the crystalline schists in the central part of the Făgăraș Mountains. *Rev. roum. géol.*, 23/1, 33-37, București.

Popovici I. (1978) Contribuții la orizontarea litostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfitelor din munții Iezer-Păpușa și Leaota. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/5 (1976-1977), 123-139, București.

Ramsay J. (1967) Folding and fracturing of rocks. 568 p., London.

Reinhard M. (1910) Die kristallinen Schiefer des Făgăraschen Gebirges in den rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, III, 1-64, București.

Săndulescu M. (1967) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D. S. Inst. Geol.* LII/5, (1964-1965), 177-208, București.

— (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumaines. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1974-1975), 177-194, București.

— (1984) Geotectonica României. Ed. tehnică, 334 p., București.

— Popescu I., Săndulescu J., Mihăilă N., Schuster A. (1972) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Zărnești. Inst. Geol., București.

Schmidt O. (1931) Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, XVII, 1-10, București.

Ștefănescu M., Hann H., Gheucă I., Szász L., Ștefănescu M. (1982) Foaia geologică 1 : 50 000 Titești, I.G.G., București.

ELEMENTE STRUCTURALE PREALPINE ÎN MASIVUL CRISTALIN FĂGĂRAȘ

(Rezumat)

I. Analiza structurală a metamorfitelor din munții Făgăraș a arătat existența a două regimuri tectonice diferite.

A. Într-un etaj cu poziție geometrică inferioară (grupul de Cumpăna, formațiunea de Suru, grupul de Iezer), succesiunea deformațiilor suprapuse ar fi următoarea :

1) Prima cutare F_1 a șisturilor cristaline, însoțită de prima blasteză minerală, are un caracter izoclinal foarte aplatizat, cu transpoziție aproape totală a rubanării litologice S_0, conducînd la formarea șistozității S_1.

2) A doua cutare F_2, suprapusă celei dintîi și sincronă cu blasteza unor mice, are un caracter tot izoclinal, dar mai puțin strîns ; cutele celei dintîi șistozități S_1 sînt de tip similar, neplan (cu suprafața axială curbă), cu vergența nordică și sînt însoțite de o șistozitate axială S_2 dominantă în structura masivului. Uneori se observă cute culcate ale lui S_1, cu vergență nordică.

3) A treia cutare F_3, suprapusă celor precedente, este de tip concentric (paralel) ; cutele mezoscopice au planele axiale verticale sau

Institutul Geologic al României

cu ușoară vergență sudică ; paralel cu acestea se dezvoltă o șistozitate S_3, însoțită de o blasteză de muscovit.

Cele trei episoade sînt coaxiale în munții Făgăraș propriu-ziși, lineațiile congruente fiecăreia nu pot fi distinse, toate avînd direcția ENE-VSV. Le considerăm ca prealpine.

Aceeași succesiune de deformări poate fi observată în munții Iezer, vergențele fiind aceleași (nordice). Dar aci, cutările suprapuse nu mai sînt coaxiale și se pot distinge lineații mai vechi orientate NV și altele mai tinere, orientate NE.

B. Într-un etaj geometric superior (formațiunea de Cîrțișoara pe versantul nordic al munților ; formațiunile de Voinești, de Bughea, de Lerești și de Călușu din munții Iezer, Păpușa și Leaota), imaginile mezoscopice sînt diferite. Elementul structural predominant este o șistozitate plană S_2, transpunînd un S_1 rareori întrezărit.

Pe versantul nordic al Făgărașului, schimbarea de regim tectonic intervine la baza cuarțitului de Boldanul. În munții Iezer, nivelul gnaiselor ocelare de Cuca este cel care marchează schimbarea. Mai multe interpretări se pot da acestor fapte.

a) Etajele superioare pot fi transgresive peste un fundament deja metamorfic și deci pot fi afectate de una sau mai multe faze de deformare în minus.

b) Diferențele înregistrate ar putea fi de origine geomecanică și s-ar putea datora deosebirii dintre „subfaciesurile structurale", eșalonate pe verticală.

c) Cele două nivele litologice particulare menționate ar putea sta în fruntea unor pînze (probabil prealpine).

II. Susținem că toate șariajele constatate la est de Olt, alpine sau prealpine, aparțin domeniului supragetic, șisturile cu porfiroblaste de albit fiind un element caracteristic al acestui domeniu. Formațiunea de Călinești este identică cu cea de Voinești, iar prima este clar supragetică. De asemenea, aceleași filoane alcaline și bazice liasice se întîlnesc într-un perimetru limitat atît deasupra, cît și dedesubtul șariajului Holbav, care nu poate reprezenta deci șariajul getic.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 69—83

LA NAPPE DE LUPȘA DANS LA PARTIE MÉRIDIONALE DES MONTS GILĂU [1]

PAR

RADU DIMITRESCU [2]

Lupșa Nappe. Biharia Formation. Lupșa Formation. Vendian. Cambrian. Ordovician. Alpine tectonics. Structural data. Apuseni Mountains — North Apuseni — Gilău massif ; South Apuseni — Cîmpeni zone.

Résumé

La présente étude apporte des arguments lithostratigraphiques, palynologiques et structuraux en faveur de l'existence de la nappe de Lupșa, à la partie méridionale du massif cristallin de Gilău. Une unité inférieure, constituée des formations de Biharia et de Muncel (Vendien, Cambrien-Ordovicien), est recouverte par les mêmes formations.

Abstract

The Lupșa Nappe of the Southern Part of the Gilău Mountains. Lithostratigraphical, palynological and structural arguments are given in favour of the existence of the Lupșa Nappe, in the southern part of the Gilău crystalline massif. A lower unit, consisting of the Biharia and Muncel formations (Vendian, Cambrian-Ordovician) is overlain by a repetition of the same formations.

Dans les dernières années, trois ouvrages ont été publiés concernant la partie méridionale des Monts Gilău (Solomon et al., 1984 ; Pitulea et al., 1983 ; Balintoni, 1985) ; ces ouvrages, assez différents dans leurs conceptions, avaient toutefois un point commun : la contestation

[1] Reçue le 4 mars 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 4 mars 1985, présentée à la séance du 12 avril 1985.

[2] Universitatea „Al. I. Cuza", Laboratorul de mineralogie, Calea 23 August 20 A, Iași.

Institutul Geologic al României

de l'existence de la nappe de Lupșa, tracée pour la première fois par nous (Dimitrescu, 1958).

Dans ce qui suit nous allons tenter d'analyser ce problème, en n'utilisant pas seulement les anciens arguments, mais aussi quelques données inédites, resultées à la suite des recherches entreprises durant les dernières années.

L'existence de la nappe de Lupșa nous a été suggérée pour la première fois par la répétition, au nord de Bistra et de Lupșa, de la succession d'une série de roches séricitiques („série de Muncel") à une série de roches chloritiques („série de Biharia"). Ultérieurement, nous avons détaillé la lithostratigraphie de la série de Muncel (Dimitrescu, Ioachim, 1972 ; Dimitrescu et al., 1977), en séparant à sa base un terme qui recouvre normalement la série de Biharia, étant constitué de schistes séricito-chloriteux alternant avec des schistes sériciteux à albite, à intercalations de porphyroïdes métakeratophyriques (in Ianovici et al., 1976). Nous allons dénommer, dans ce qui suit, ce terme comme „membre de Necșești" (localité située sur l'Arieș entre Cîmpeni et Vadul Moților).

Sur la feuille 1 : 50 000 Cîmpeni on peut se rendre compte que la succession : série de Biharia-membre de Necșești-série de Muncel se repète, le front de la nappe de Lupșa étant tracé à la base de la série de Biharia, à position supérieure par rapport à la série de Muncel.

Vers le nord-est, le même charriage ne se retrouve qu'aux environs de Săgagea (Mârza, 1969), ou le „complexe" inférieur des roches basiques de la série de Biharia chevauche vers l'ouest le „complexe" supérieur phylliteux, attribué à la même série (de même que chez Borcoș, Borcoș, 1962).

Pitulea et al. (1983) reconnaissent la même succession géométrique de formations, tout comme nous-mêmes, mais en considérant que l'alternance : „complexe" volcanogène basique inférieur (BMa) — „complexe sédimentogène-volcanogène acide (BM3) — „complexe volcanogène basique supérieur (BM4) — „complexe" terrigène supérieur (BM5) est primaire, dans le cadre d'une série compréhensive unique de Biharia-Muncel.

Solomon et al. (1984) montrent, comme le fait aussi Mârza (1969), que depuis la vallée Mărginita, à Săgagea, jusqu'au mont Săcel, on peut séparer un complexe supérieur de la série de Biharia qui par rapport aux „complexes" inférieur et moyen de celle-ci, situés plus à l'est, a une position géométrique inférieure ; toutefois, ces auteurs ne tracent pas une ligne de chevauchement, mais une faille courbe entre ces „complexes", en considérant l'entière série de Biharia comme ayant une position renversée.

Balintoni (1985) adopte partiellement le même point de vue que Pitulea et al. (1983) ; mais il attache ce qu'aujourd'hui nous appelons le „membre de Necșești" à la série de Biharia ; il fait la même chose avec le reste de la série de Muncel de notre unité inférieure, tandis qu'il attache la série de Muncel de notre unité supérieure à la série de Baia de Arieș, en les considérant comme charriées sur la série (compréhensive) de Biharia. Dans la feuille 1 : 50 000 (Hârtopanu et al.,

Institutul Geologic al României

1982), le même auteur ne distingue pas les différents „complexes" de la série de Biharia, séparés par les autres auteurs cités.

Telles sont les opinions exprimées jusqu'à présent au sujet du problème qui nous intéresse. Suivent nos propres commentaires.

A. *Données lithostratigraphiques.* Jamais, à notre connaissance, ni vers l'est, ni vers l'ouest, dans les Monts Apuseni, on ne trouve une intercalation constante de roches terrigènes et volcanogènes acides dans la partie médiane de la formation de Biharia qui puisse correspondre à la bande de terrains orientée EO entre Certeje et Valea Lupşei, au sud de Muntele Mare. Cette bande ne peut donc être considérée comme une intercalation normale, comme le font Pitulea et al. (1983) et Balintoni (1985).

B. *Données biostratigraphiques.* Certains auteurs (Pitulea et al., 1983 ; Balintoni, 1985) ne prennent pas en considération les données palynologiques. D'autres (Solomon et al., 1984), comme nous-mêmes, s'appuient aussi sur de tels arguments. Dans le cas discuté, la situation se présente comme suit.

1) Il paraît qu'il n'y a pas d'objections à l'âge vendien (précambrien terminal) de la partie inférieure de la formation de Biharia. Solomon et al. (1984) apportent de nouveaux arguments dans ce sens, en confirmant nos opinions (Visarion, Dimitrescu, 1971). Le même âge est attribué à cette formation sur la feuille 1 : 50 000 Valea Ierii (Hârtopanu et al., 1982).

2) Il paraît que l'âge cambrien inférieur du „membre de Necşeşti" est lui aussi assuré. A ce membre se réfèrent les premières études palynologiques sur le cristallin des Monts Apuseni (Visarion, 1970), ainsi que d'autres études ultérieures (Visarion, Dimitrescu, 1971). Solomon et al. (1982) joignent à l'inventaire des formes citées dans ces travaux de nombreuses autres formes, parmi lesquelles certaines qui pourraient atteindre le Cambrien moyen.

Nous affirmons ici pour la première fois, en nous appuyant sur la composition lithologique — constatée au cours de nos excursions entre Muntele Băişoarei şi Săgagea (1957-1979) — ainsi que sur le contenu en microspores, que ce qui apparaît dans le secteur mentionné („faciès" des schistes séricito-chloriteux et quartzito-sériciteux, chez Borcoş ; „complexe" supérieur phylliteux de la série de Biharia, chez Mârza ; „complexe" supérieur de la série de Biharia, chez Solomon) est identique au „membre de Necşeşti".

Nous ajoutons que tous les auteurs admettent la continuité entre ce terme et la série de Biharia. Le métamorphisme de ces formations est calédonien (Visarion, Dimitrescu, 1971 ; Hârtopanu et al., 1982). Dans notre conception, l'attribution du „membre de Necşeşti" soit à la formation de Muncel (selon nous), soit à la formation de Biharia (selon les autres auteurs ; Pitulea le considère comme une „zone" de transition), ne nous paraît pas essentielle. L'important est de reconnaître ce niveau là où il se trouve.

3) Les termes supérieurs de la formation de Muncel montent au Cambrien supérieur et peut-être même à l'Ordovicien, comme il résulte des déterminations encore inédites d'A. Visarion. A part les formes déjà citées (Visarion, Dimitrescu, 1971), l'inventaire inclut : *Granomar-*

Institutul Geologic al României

ginata prima, Lophosphaeridium sp., *Leiosphaeridia* sp., *L.* cf. *dehisca, Cymatiosphaera* sp., *Acanthodiacrodium* sp., *Trachydiacrodium* cf. *signatum, Baltisphaeridium* sp., *B.* cf. *papillosum, Lagenochitina* sp. et *Scolecodonta* sp., les deux dernières formes n'étant connues qu'à partir de l'Ordovicien.

Ce qui nous semble extrêmement important, de notre point de vue, est le fait que les associations sporo-protistologiques de toutes les formations mentionnées, tout comme les intercalations repères de calcaires dolomitiques, se répètent elles aussi au nord de Bistra et de Lupșa, en confirmant la superposition anormale du Vendien-Cambrien inférieur sur le Cambro-Ordovicien. Les formes cambro-ordoviciennes ont été identifiées dans ce que nous attribuons à la formation de Muncel, au-dessous de ce que nous considérons comme nappe de Lupșa, aussi bien dans la vallée de la Bistra sous Coasta Vîscului, que dans Valea Caselor de Lupșa. Une telle convergence des données lithostratigraphiques avec les données microfloristiques pourrait difficilement être fortuite.

C. *Données structurales.* Pitulea et al. (1983) et Balintoni (1985) soutiennent qu'à la base du paquet supérieur de roches vertes on n'observe aucune discontinuité tectonique. Nos observations, récoltées à la suite aussi bien de nos levers 1 : 10 000 (1962), que des révisions entreprises les années précédentes (1983-1984), vont toutefois dans un tout autre sens.

Ainsi comme nous l'avons déjà mentionné, mais brièvement (Dimitrescu, 1966, p. 217), le front de la nappe de Lupșa est jalonné, à la base de la formation de Biharia, par un paquet de roches tectonitiques à puissance variable : ce sont des schistes chloriteux à muscovite, à faces ondulées (les ondulations ayant à peu près la dimension d'une cuillère) dans lesquels la muscovite est d'origine dynamique (le phénomène a été décrit par Balintoni lui-même, mais à la base d'une autre nappe). Des mylonites (pseudographiteuses) apparaissent parfois aussi.

En approchant à la ligne de chevauchement, à pendage de 60°S environ, dans la base de la formation de Biharia de l'unité supérieure, en dehors de la foliation dominante S_2 à pendage méridional (40-60°), au long de laquelle a eu lieu la blasthèse de la chlorite, de plus en plus fréquents plans de clivage schisteux S_3 subhorizontaux apparaissent, au long desquels a eu lieu la blasthèse dynamique de la muscovite. Les ondulations mentionnées plus haut proviennent d'apparents raccordements tangents S_3/S_2 des faces chloriteuses avec les faces micacées. Les plans S_3, ainsi que les schistes „lustrés" à chlorite et muscovite, disparaissent vers le haut, avec l'eloignement du front de la nappe, après avoir alterné avec des schistes purement chloriteux ne présentant que la schistosité S_2.

A notre avis, de la combinaison des arguments lithostratigraphiques, microfloristiques et mésostructuraux il résulte que dans la région discutée, caractérisée en général par la présence des charriages — comme d-ailleurs tous les auteurs l'admettent dans une mesure ou une autre —, les preuves en faveur de l'existence de la nappe de Lupșa ne sont pas négligeables. Cette nappe commence à Certeje, au NNO de Cîmpeni (ou la feuille 1 : 50 000 doit être corrigée dans une très petite

Institutul Geologic al României

portion dans le sens de l'esquisse tectonique d'un ouvrage antérieur — Dimitrescu, 1966), et se poursuit vers l'est, jusqu'au nord de Baia de Arieș. L'unité inférieure chevauchée disparaît presque parfois, étant presque totalement dépassée par la nappe de Lupșa, entre Corțești et Săgagea (Mârza, 1969 ; Ianovici et al., 1976, p. 527), mais reparaît selon nous dans les alentours de cette dernière localité, en ne disparaissant définitivement que dans le mont Săcel.

Sur son tracé tout entier, la nappe de Lupșa est visible en photogéologie, sa ligne frontale étant marquée par une série d'ensellements sur toutes les crêtes du versant sud et sud-est de Muntele Mare.

En ce qui concerne son âge, il n'est pas exclu que, en contraste avec les autres nappes des Monts Apuseni septentrionaux, la nappe de Lupșa fût préalpine (hercynienne), comme on l'a déjà supposé. Toutefois, en faveur de son âge alpin plaident certaines données géochronologiques ayant trait à des minéralizations situées à la base de la nappe, au nord de Lupșa.

BIBLIOGRAPHIE

Balintoni I. (1985) Corrélation des unités lithostratigraphiques et tectoniques longeant l'Arieș entre la vallée de Iara et le mont Găina. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5, p. 5-17, București.

Borcoș M., Borcoș E. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segagea-Valea Ierii sat. *D. S. Inst. Geol.*, XLVII (1959-1960), 131-144, București.

Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.*, XXXI, 51-119, București.

— (1966) Muntele Mare. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol.*, XXXV, 165-239, București.

— Ioachim G. (1972) Contribuții la cunoașterea granaților din partea de sud-vest a masivului Muntele Mare. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/1 (1970-1971), 33-43, București.

— Bordea S., Bordea J. (1974) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Cîmpeni, I.G.G., București.

— Bleahu M., Lupu M. (1977) Harta geologică a R. S România, sc. 1 : 50 000, foaia Avram Iancu, I.G.G., București.

Hârtopanu I., Hârtopanu P., Balintoni I., Borcoș M., Rusu A., Lupu M. (1982) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Valea Ierii, I.G.G., București.

Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R., 632 p., București.

Mârza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare. Edit. Acad. R.S.R., 162 p., București.

Pitulea G., Ghițulescu I., Berghez Șt. (1983) Contributions to the knowledge of the stratigraphy and tectonics of the crystalline schists south of Muntele Mare, between Cîmpeni and Sălciua. *An Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, 121-129, București.

Institutul Geologic al României

Solomon I., Moţoi Gr., Moţoi A., Mărgărit Gh., Mărgărit M. (1984) Cercetări geologice în partea de est a masivului Gilău. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5 (1980-1981), Bucureşti.

Visarion A., Dimitrescu R. (1971) Contribuţii la determinarea vîrstei unor şisturi cristaline din Munţii Apuseni. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza", Secţ. II b*, 17, 1-13, Iaşi.

PÎNZA DE LUPŞA ÎN PARTEA MERIDIONALĂ A MUNŢILOR GILĂU

(Rezumat)

Trei lucrări recente, avînd ca obiect geologia părţii meridionale a munţilor Gilău, neagă existenţa pînzei de Lupşa. Noi argumente sînt prezentate în cele ce urmează pentru a susţine existenţa acestei pinze.

Pe versantul sudic al Muntelui Mare, o fîşie de terenuri cristaline verzi (şisturi cloritoase cu albit ; formaţiunea de Biharia) este acoperită normal de o fîşie de şisturi sericito-cuarţoase cu intercalaţii de porfiroide-metavulcanite acide (formaţiunea de Muncel). Aceeaşi succesiune se mai repetă o dată. Această repetiţie nu poate fi decît tectonică, argumentele fiind următoarele.

1) Nicăieri, nici la vest nici la est, formaţiunea de Biharia nu conţine o intercalaţie atît de constantă de şisturi terigene şi vulcanogene acide.

2) Studiile palinologice au confirmat repetarea aceloraşi nivele stratigrafice : Vendian-Cambrian inferior-Cambrian mediu şi superior, poate Ordovician (unitatea inferioară) ; deasupra acestuia din urmă, din nou Vendian etc. (pînza de Lupşa).

3) Fruntea pînzei de Lupşa este jalonată de tectonite constînd în şisturi cloritoase cu muscovit de origine dinamică. Blasteza acestui muscovit s-a produs în lungul unor plane de clivaj S_3 suborizontale, care nu apar decît în apropierea suprafeţei de încălecare, cu înclinare de 60°S. Cloritul, mai vechi, e aşezat în lungul foliaţiei dominante S_2, cu înclinare de 40°-60°S. Clivajul S_3 devine din ce în ce mai frecvent spre suprafaţa de şariaj.

Pînza de Lupşa poate avea fie vîrsta alpină, fie vîrsta prealpină.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 75—83

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

NOTE SUR LA STRUCTURE DU CRISTALLIN „AUTOCHTONE" DU GILĂU DE SUD-OUEST [1]

PAR

RADU DIMITRESCU [2]

Polymetamorphism. Lithostratigraphic unit. Arada Formation. Someş Group. Muntele Mare granite. Eoalpine. Schistosity. Structural analysis. Apuseni Mountains — North Apuseni — Gilău massif.

Résumé

La formation polymétamorphe d'Arada est une unité lithostratigraphique distincte, à position supérieure par rapport au groupe de Someş. Au sud du granite de Muntele Mare, les deux sont réorientés suivant une foliation EO, d'âge éoalpin.

Abstract

Note on the "Autochthonous" Crystalline Structure of the South-Western Gilău. The Arada polymetamorphic Formation is a distinct lithostratigraphic unit, with an upper position as compared to the Someş Group. Southwards of the Muntele Mare granite, both are reoriented according to an EW foliation, Eoalpine in age.

Au cours des campagnes 1983-1985 dans le cristallin des monts Apuseni nous avons pu faire une série d'observations de nature structurale sur „l'autochtone" (cristallin de Gilău) que nous présentons dans cette note.

[1] Reçue le 29 janvier 1986, acceptée pour être communiquée et publiée le 10 avril 1986, présentée à la séance du 18 avril 1986.

[2] Universitatea „Al. I. Cuza", Laboratorul de mineralogie, Calea 23 August 20 A, Iaşi.

Institutul Geologic al României

Groupe de Someș

Certaines différences existent entre la structure de ce groupe dans le secteur situé à l'est du massif granitique de Muntele Mare et dans le secteur situé à l'ouest de celui-ci. Pour le secteur est nous renvoyons le lecteur aux ouvrages de Hârtopanu (1986 ; Hârtopanu et al., 1982, 1982 a, 1983).

Nous ajoutons que dans la carrière de Rișca (Trif, Stoicovici, 1963) nous avons observé le phénomène de replissement d'un filon pegmatoïde, probablement concordant à la schistosité S_1 des paragneiss

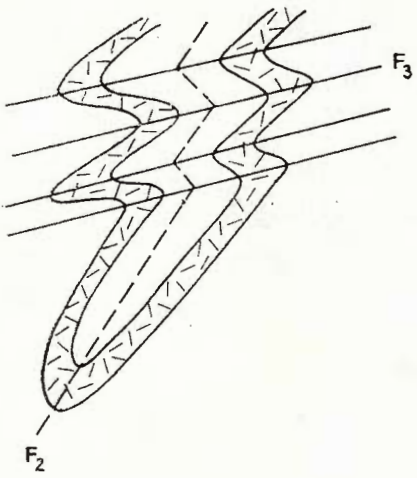


Fig. — Plissements superposés d'un filon pegmatoïde dans la carrière de Rîșca.

environnants (fig.). La foliation dominante S_2 de ceux-ci est axiale par rapport aux plis isoclinaux F_2 du filon ; des plis F_3, ouverts et à plan axial faiblement incliné, replissent le filon.

Jusqu'à présent nous n'avons pu observer des replissements analogues dans le secteur ouest du groupe de Someș (Dimitrescu, 1984) que dans quelques lames minces (vallée du Bulz). Dans ce secteur la foliation dominante S_2, orientée NNE ou même NS, transpose totalement une schistosité S_1, phénomène pouvant être aussi observé parfois en lames minces. Une foliation S_3, moins pénétrative, axiale en rapport aux plis de la schistosité S_2, se manifeste parfois comme schistosité de crénulation.

Formation d'Arada

Nous sommes arrivés à la conclusion que la formation d'Arada est effectivement rétromorphe en totalité, ainsi que Balintoni (1985) l'avait affirmé (voir aussi Borcoș, Dimitrescu 1969 ; Dimitrescu, 1984). Il est vrai que Giușcă et al. (1967) avaient énoncé une première conclusion en ce sens, mais ne concernant que la „série" d'Arada dans leur acception, en excluant c'est-à-dire la „série de Bistra" ; cette dernière n'était pas considérée comme rétromorphe. Pour préciser le sens

Institutul Geologic al României

des notions utilisées, nous rappelons qu'Angel (1965) introduit la distinction entre le métamorphisme rétrograde (transformations au cours de la branche descendante de température suivant le maximum paroxismal d'un processus orogénique unique) et la diaphthorèse (épisode métamorphique indépendant, d'intensité plus faible, produit par un autre processus orogénique ultérieur au premier métamorphisme).

Le caractère diaphthoritique (au sens d'Angel) de la formation d'Arada nous est clairement apparu à la suite de nos réambulations de 1985. Le niveau de micaschistes à grenats chloritisés d'Albac-Valea Mare nous était familier depuis lontemps (Dimitrescu, 1958, 1966 ; Dimitrescu et al., 1974, 1977) mais, à lui seul, il était susceptible d'autres interprétations aussi. Mais Panaite et Panaite (1985) ont identifié de tels micaschistes plus au nord, et nous-même nous avons trouvé des grenats dans le bassin du Răcătău. A cela nous ajoutons l'aspect des schistes à muscovite et chlorite (sans grenats), communs à la formation d'Arada, qui trahit leur dérivation de paragneiss micacés. Une série de schistes à fines aiguilles d'actinote sont aussi typiquement diaphthoritiques.

L'idée de la diaphthorèse se confirmant, il reste à discuter un important problème connexe : qu'a représenté la formation d'Arada du point de vue lithostratigraphique avant le second épisode metamorphique ? Panaite et Panaite (1985) admettent la provenance de la „série" d'Arada de la formation leptyno-amphibolitique de Giurcuța, définie par nous (Dimitrescu, 1984) ; Balintoni lui aussi dérive la formation d'Arada du groupe de Someș.

A première vue, cette idée paraît plausible (et elle n'est en aucun cas absurde) ; les micaschistes et les paragneiss micacés qui forment le fond du groupe de Someș donneraient des schistes chloriteux à muscovite, les paragneiss à porphyroblastes d'oligoclase passeraient à des schistes chlorito-muscovitiques à porphyroblastes d'albite, les amphibolites se transformeraient en schistes actinolitiques, les leptynites en schistes quartzo-feldspathiques, et ainsi on passerait de la formation de Giurcuța à celle d'Arada.

Ce n'est qu'entrant dans les détails qu'on se heurte à certaines difficultés quant à ce mode d'explication.

a) La formation de Giurcuța ne contient, sur des aires étendues, qu'un seul niveau d'amphibolites (Dimitrescu, 1984 ; Bleahu et al., 1980), tandis que la formation d'Arada en contient plusieurs.

b) Les paragneiss à porphyroblastes d'oligoclase font défaut précisément à la formation de Giurcuța, tout en étant abondants dans la formation d'Arada ; d'autre part la formation de Valea Coșuri du groupe de Someș est caractérisée précisément par les niveaux à porphyroblastes d'oligoclase mais ne contient en échange presque pas d'amphibolites.

c) Les quartzites graphiteux, présents dans la formation d'Arada, font défaut dans celle de Giurcuța.

d) Le niveau de calcaires dolomitiques de la formation d'Arada (Dimitrescu, 1966 ; Panaite, Panaite, 1985) n'apparaît pas dans la formation de Giurcuța.

Institutul Geologic al României

e) Les leptynites de la formation de Giurcuța sont parfois associés à des quartzites purs et ont, en partie du moins, un caractère sédimentogène (Dimitrescu, Murariu, 1981), tandis que les hälleflintas de la formation d'Arada (toujours des leptynites) ne passent jamais à des quartzites, leur caractère étant tufogène acide (Dimitrescu, 1966).

f) Les mêmes hälleflintas de la formation d'Arada s'associent à des porphyroïdes métarhyolitiques (probablement des metatufs soudés), ces roches étant totalement absentes de la formation de Giurcuța. Des structures inéquigranulaires relictes d'origine magmatique comme celle blastoporphyrique qui caractérise ces porphyroïdes (phénocristaux relictes idiomorphes de feldspath à maclation typique, phénocristaux relictes de quartz) sont délicates et ne se conservent pas dans les conditions du faciès almandin-amphibolite mais tout au plus dans celles du faciès épidote-amphibolite. De telles structures n'existent pas dans les leptynites du groupe de Someș et ne pourraient pas se „reconstituer" par sa diaphthorèse.

Notre conclusion va dans le sens du maintien de la formation d'Arada comme unité lithostratigraphique séparée, à caractère polymétamorphique et à position géométrique supérieure par rapport au groupe de Someș.

Les données d'ordre palynologique confirment (Visarion, Dimitrescu, 1971) l'équivalence de la formation d'Arada du cristallin „autochtone" du Gilău aux formations de Biharia + Muncel du cristallin de l'Arieș (appartenant aux système des nappes de Biharia), son âge allant du Protérozoïque terminal (Vendien) au Cambrien et peut-être même à l'Ordovicien inférieur (données inédites d'A. Visarion).

Toujours dans cette idée, on pourrait entrevoir la séparation d'un terme inférieur de la formation d'Arada, à caractère sédimentogène-vulcanogène basique, à calcaires dolomitiques (équivalent de la formation de Biharia) et d'un terme supérieur sédimentogène-vulcanogène acide, à quartzites graphiteux (équivalent de la formation de Muncel).

Dans le stade actuel de nos levers (Dimitrescu et al., 1974, 1977 ; Bleahu et al., 1980 ; Hârtopanu et al., 1982), les limites cartographiques entre ces deux termes ne pourraient être basées sur des arguments clairs de succession, tous les types de roches apparaissant intimement mêlés.

Dans cette hypothèse, le plissement isoclinal aurait dû être très accentué. Ceci nous amène au chapitre suivant.

Mésostructure

Nous avions depuis longtemps montré (Dimitrescu, 1966 ; Ianovici et al., 1976 ; Dimitrescu, 1984) que dans presque tout le secteur situé à l'ouest du granite de Muntele Mare, la position de la schistosité dominante S_2 ainsi que des principales structures plicatives, aussi bien dans le groupe de Someș que dans une partie de la formation d'Arada, est NNE-SSO jusqu'à NS. Sans interpréter les faits, nous avions consigné (Dimitrescu, 1966 ; Dimitrescu et al., 1974, 1977) les positions EO de la foliation dominante du secteur méridional de l'„autochtone" de Bihor, au sud et au sud-ouest du massif granitique.

Institutul Geologic al României

Nos réambulations nous ont convaincu qu'il ne s'agit pas dans ce cas d'une infléxion de la même schistosité. Un secteur-clé de la formation d'Arada situé entre les localités Horea et Albac (vallée et crête de Lămășoaia) est caractérisé par la coëxistence („Uberprägung") de la foliation S_2 à orientation NNE avec une autre foliation plus récente (S_5) orientée EO. A l'est de ce secteur c'est la schistosité EO qui devient dominante dans la formation d'Arada, avec la transposition totale de la foliation S_2. Cette transposition est visibile en affleurements, et même dans les blocs et les fragments de roches. Selon une autre terminologie, il y a eu „refoliation" („Umprägung") de la structure sur la direction EO. Cette transposition affectant la formation d'Arada est observable au microscope, soit dans les schistes métapélitique, soit dans les quartzites graphiteux. La foliation S_5 est synchrone à la blasthèse de lamelles de chlorite et de séricite. Les plans S_2 sont marqués par la recristallisation de quartz, muscovite, chlorite et biotite (Valea Stearpă). A son tour, les plans S_2 représentent une foliation axiale de microplis (du type „Totfalten") de la schistosité S_1, le long de laquelle ont recristallisé épidote, albite, actinote et chlorite. En même temps, les cristaux porphyroblastiques d'albite présentent un S interne plan (nonrotationnel) et conservent l'ancienne direction de S_1 qui fait avec S_2 un angle de jusqu'à 90°.

Phénomènes de contact du granite

Le long du contact ouest du granite apparaissent dans le groupe de Someș des roches à structure typique de contact thermique („decussate") à micas de néoformation dénués d'orientation préférentielle („entregelt") et à andalousite. La paragenèse andalousite-biotite-muscovite indique les conditions du faciès des cornéennes à hornblende (Winkler, 1965) ou du métamorphisme d'intensité moyenne (Winkler, 1976), c'est à dire de température entre 500° et 650°, la pression n'excédant pas 150 kbar.

Dans l'auréole interne de contact du granite, la paragenèse cordierite-sillimanite-biotite identifiée par nous (Dimitrescu, 1966) dans les septes de schistes cristallins s'encadre dans les mêmes conditions, mais vers la limite avec le métamorphisme d'intensité élevée, sans l'atteindre (la muscovite ne disparaît pas encore).

D'autrè part, d'après Turner (1968) la paragenèse andalousite-cordiérite-biotite indiquerait déjà le faciés des cornéennes à pyroxene (délimité à partir de 600°).

Ces micas frais et non-orientés formés par contact dans le bassin du Răcătău sont, par contre, réorientés d'après la schistosité S_5 (EO) au sud du granite, la biotite étant transformée en chlorite.

Conclusions

En intégrant nos donnés publiées antérieurement avec les nouvelles observations (*Dimitrescu, 1984*), la succession des événements déformationnels et métamorphiques que nous avançons à titre d'hypothèse pour la partie occidentale du cristallin „autochtone" de Gilău serait la suivante :

Institutul Geologic al României

(D_1) — formation de la schistosité S_1 (=S_0 ?) à blasthèse de quartz, de micas et d'amphiboles (probablement d'autres minéraux aussi) dans le groupe de Someș, de quartz, d'albite, de chlorite et d'épidote (± biotite) dans la formation d'Arada ;

— blasthèse (probablement statique) de porphyroblastes de plagioclases, dans toutes ces formations (oligoclase dans le groupe de Someș, albite dans la formation d'Arada) ;

(D_2) — naissance de la schistosité S_2, orientée NNE, (dominante aujourd'hui dans la plus grande partie de l'unité „autochtone" de Bihor), à blasthèse de muscovite et avec réorientation du quartz dans le groupe de Someș (faciès almandin-amphibolite) et de quartz, de séricite et de chlorite dans la formation d'Arada (faciès epidote-amphibolite), l'isograde ne coïncidant évidemment pas nécessairement avec la base de cette dernière (Hârtopanu et al., 1982) ;

(D_3) — formation de la schistosité moins pénétrative S_3 et du système d'éléments linéaires L_3, à orientation NS, accompagnée de diaphthorèse (formation de séricite, chlorite, actinolite) ;

— intrusion du granite de Muntele Mare, avec une auréole externe occidentale à andalousite et micas dépourvus d'orientation préférentielle et une auréole interne à cordiérite et sillimanite ;

(D_4) — formation du système d'axes de plis B_4 orientés NE-SO (plissement de S_2 et S_3), et de zones de laminage dans le granite à la même orientation, à formation de séricite ;

(D_5) — réorientation de la partie méridionale de l'unité „autochtone" de Bihor conformément à un plan EO, à schistosité S_5 qui transpose totalement S_2 et, par la blasthèse d'une nouvelle génération de chlorite et de séricite, efface à peu près totalement les traces du métamorphisme de contact le long de la limite sud du massif granitique, se retrouvant parfois localement même dans la partie méridionale de celui-ci.

Nous n'essayerons pas de dater de manière simpliste ces évènements déformationnels et métamorphiques, en les attribuant chacun à un cycle orogénique, étant donné qu'un cycle peut avoir plusieurs phases. Des renseignements peuvent être tirés des données géochronologiques existantes.

a) Quelques âges K-Ar, rares il est vrai, donnent la preuve de l'âge préhercynien des premiers phénomènes tectoniques, metamorphiques et magmatiques (Ianovici et al., 1976) : deux muscovites des pegmatites du groupe de Someș (467 m.a. — valeur moyenne), trois granites de Muntele Mare (530 m.a. — valeur moyenne), deux galènes d'Aluniș-Răchițele (550 et 557 m.a.) (Gheorghițescu et al., 1978) ;

b) Quelques âges — monnaie courante — sont hercyniens (Soroiu et al., 1969 ; Pavelescu et al., 1975), parmi lesquels une isochrone de 288 ± 31 m.a. pour le granite ;

c) Une grande partie des roches analysées dans ce secteur donnent des valeurs éoalpines, comprises entre 49 et 204 m.a., la plupart se situant dans la fourchette 58-130 m.a. (Soroiu et al., 1969 ; Pavelescu

Institutul Geologic al României

et al., 1975 ; Lemne et al., 1983 ; Bleahu et al., 1984). Bleahu et al. (1984) donnent des arguments convaincants pour attribuer ces réjuvénations non pas à l'influence des intrusions de banatites, mais aux phases tectoniques (éo)alpines.

Dans notre schéma (provisoire) d'évolution structurale, l'âge éoalpin de D_5 serait donc probablement documenté. La phase D_4 serait hercynienne, étant donné l'acceptation quasi-générale d'une seule phase de métamorphisme éoalpin. Par contre, D_2 semble être due au cycle calédonien.

La réorientation de la structure du Gilău méridional sur la direction EO (touchant aussi le domaine de la première nappe, celle de Gîrda), pourrait être comparée au front nagsuqtokien de Groenlande, à la déformation invérienne d'Ecosse ou au front grenvillien du Bouclier Canadien (Read, Watson, 1975 ; Peive et al., 1981-1982). La déformation D_5 (éoalpine) affecte donc la partie méridionale du Gilău ainsi que les nappes de Gîrda, d'Arieșeni et de Poiana et probablement aussi celle de Bălești.

BIBLIOGRAPHIE

Angel F. (1965) Retrograde Metamorphose and Diaphthorese. *N. Jb. Min. Abh.*, 10/2, 123-176, Stuttgart.

Balintoni I. (1985) Corrélation des unités lithostratigraphiques et tectoniques longeant l'Arieș entre la vallée de Iara et le mont Găina. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5 (1981-1982), p. 5-17, București.

Bleahu M., Dimitrescu R., Bordea S., Bordea J., Mantea G. (1980) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Poiana Horea, I.G.G., București.

— Soroiu M., Catilina R. (1984) On the Cretaceous tectono-magmatic evolution of the Apuseni Mountains as revealed by K-Ar dating. *Rev. roum. phys.*, 29/1, 123-130, București.

Borcoș M., Dimitrescu R. (1969) Contribuții la determinarea condițiilor fizice ale metamorfismului regional din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol.*, 14/2, 363-374, București.

Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.*, XXXI, 51-119, București.

— (1966) Muntele Mare. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol.*, XXXV, 165-239, București.

— (1984) Structura cristalinului autohton din partea vestică a munților Gilăului. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/1 (1981), 223-243, București.

— Murariu T. (1981) Notă asupra petrochimiei unor șisturi cristaline din seria de Someș. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Secț. II b (Geol-geogr.)*, 27, 43-44, Iași.

Gheorghițescu D., Papp A., Andăr P. (1978) Date privind mineralizația polimetalică metamorfozată de la Scrind-Răchițele. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/2 (1976-1977), 57-90, București.

Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol.*, 12/1, 41-56, București.

Institutul Geologic al României

Hârtopanu I., Mârza I., Cygan R., Hârtopanu P. (1983) The polycyclic character of the Someș Series metamorphics in the West Carpathians (Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LI, 55-63, București.

— Hârtopanu P. (1986) Intersecting isograds — a possible way to find out the polymetamorphism. An example : the Someș Series. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1 (1983-1984), București.

— Borcoș M., Boștinescu S., Dimitrescu R. (1982) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Muntele Mare, I.G.G., București.

— Hârtopanu P., Balintoni I., Borcoș M., Rusu A., Lupu M. (1982 a) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Valea Ierii, I.G.G,. București.

Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R., 632 p., București.

Lemne M., Vâjdea E., Borcoș M., Tănăsescu A., Romanescu O. (1983) Des datations K-Ar concernant surtout les magmatites subséquentes alpines des Monts Apuseni. *An. Inst. Geol., Geofiz.*, LI, 375-386, București.

Panaite M., Panaite I. (1985) Notă asupra mineralizației de fier din bazinul Văii Albacului. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII/2 (1981), 95-102, București.

Pavelescu L., Pop G., Ailenei G., Ene I., Soroiu M., Popescu G. (1975) K-Ar age determinations from the Apuseni and Banat Mountains. *Rev. roum. géophys.*, 19, 67-79, București.

Peive A. V., Khain V. E., Mouratov M. V., Delany F. (1981) Tectonics of Europe and adjacent areas. Nauka, Moscow.

Read H. H., Watson S. (1975) Earth History. McMillan Press, London.

Soroiu M., Popescu G., Kasper U., Dimitrescu R. (1969) Contributions préliminaires à la géochronologie des massifs cristallins des Monts Apuseni. *Anal. Șt. Univ. „Al I. Cuza", Secț. II b (Geol.)*, 15, 25-33, Iași.

Trif A., Stoicovici E. (1963) Studiul ciclurilor de sedimentare din complexul metamorfic al munților Gilăului — Muntele Mare. I. Stiva de pe valea Rîșca Mică-Muntele Rece. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Geol.-geogr.*, 8/1, 7-28, Cluj.

Visarion A., Dimitrescu R. (1971) Contribuții la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Secț. II b (Geol.)*, 17, 1-13, Iași.

NOTĂ ASUPRA STRUCTURII CRISTALINULUI „AUTOHTON" AL GILĂULUI DE SUD-VEST

(Rezumat)

Grupul de Someș. La est de masivul granitic al Muntelui Mare, în cariera Rîșca, se observă fenomenul de recutare a unui filon pegmatoid intrus în paragnaise. La vest de granit nu am putut observa fenomene analoage.

Formațiunea de Arada. Formațiunea de Arada este efectiv în întregime retromorfă, așa cum a afirmat Balintoni (1985). Acest autor și Panaite și Panaite (1985) admit proveniența formațiunii prin diaftoreza unei părți a grupului de Someș (formațiunea leptino-amfibolitică), ceea ce întîmpină însă o serie de dificultăți : a) formațiunea de Giurcuța nu

Institutul Geologic al României

conține decît un singur nivel de amfibolite ; b) tocmai în această formațiune nu apar porfiroblaste de oligoclaz ; c) cuarțite grafitoase lipsesc în formațiunea de Giurcuța ; d) de asemenea, lipsesc calcare dolomitice ; e) leptinitele formațiunii de Giurcuța sînt asociate cu cuarțite și au, cel puțin în parte, caractere sedimentogene (Dimitrescu, Murariu, 1981), pe cînd hälleflintele formațiunii de Arada sînt tufogene acide ; f) aceleași hälleflinte se asociază cu porfiroide metariolitice, care lipsesc în formațiunea de Giurcuța.

În concluzie, propunem menținerea formațiunii de Arada ca unitate litostratigrafică distinctă, cu caracter polimetamorfic și cu poziție geometrică superioară în raport cu grupul de Someș.

Mezostructură. În cea mai mare parte a sectorului situat la vest de granitul de Muntele Mare, poziția șistozității dominante S_2 și a principalelor structuri plicative, atît în grupul de Someș cît și într-o parte a formațiunii de Arada, este NNE-SSV. Într-un sector situat între Horea și Albac, în formațiunea de Arada începe să apară și o foliație mai tînără, S_5, orientată EV. La sud de granitul de Muntele Mare, aceasta din urmă transpune total pe S_2.

Fenomene de contact ale granitului. La vest de masiv, în aureola sa termică externă, parageneza andaluzit-biotit-muscovit (micele fiind proaspete și neorientate) indică atingerea condițiilor faciesului corneenelor cu hornblendă sau ale metamorfismului de intensitate medie. La sud de granit, șistozitatea S_5 reorientează aceste mice, transformînd biotitul în clorit.

Concluzii. Succesiunea evenimentelor deformaționale și metamorfice, pe care o propunem ca ipoteză, ar fi următoarea :

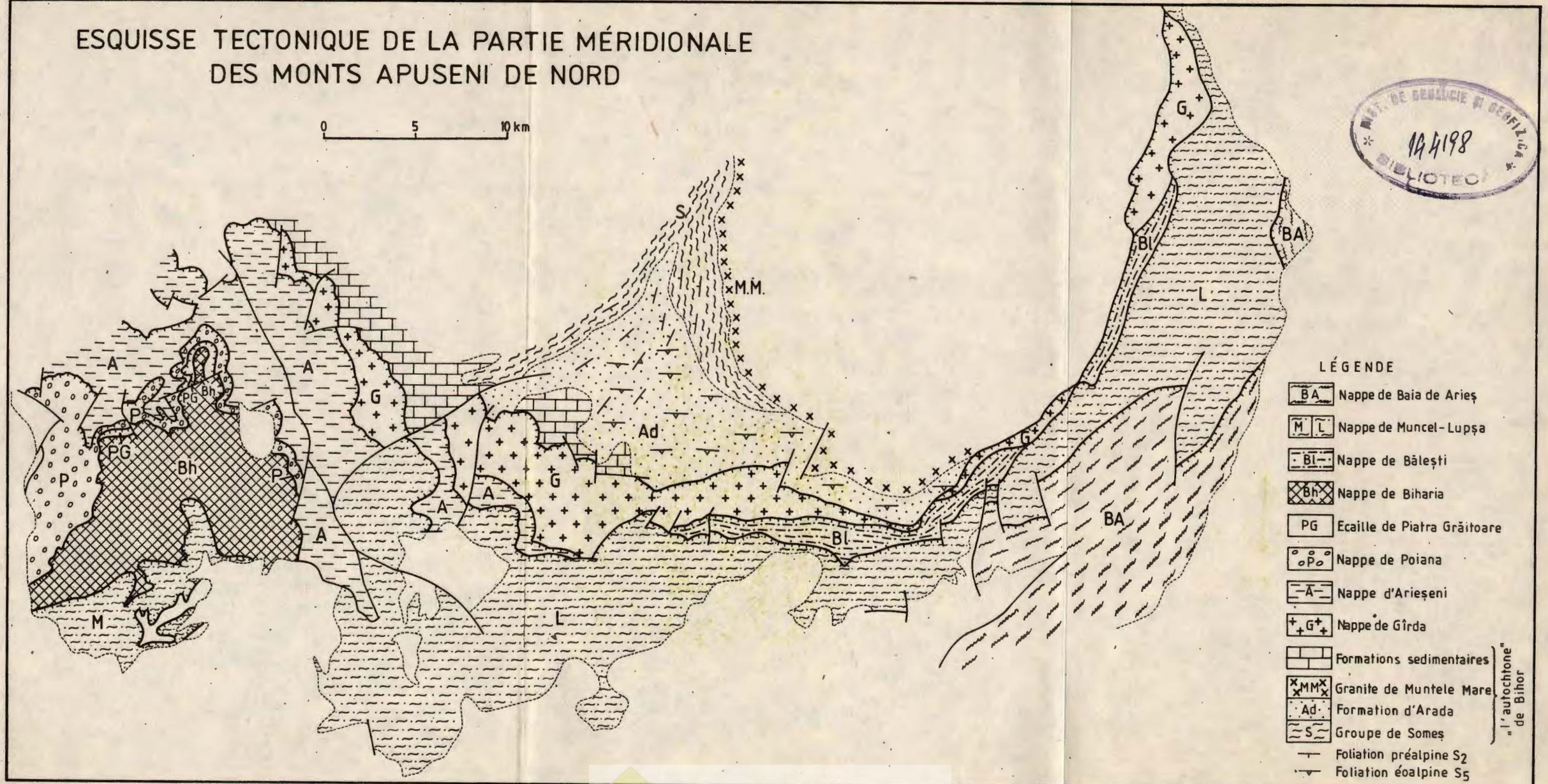
(D_1) — formarea șistozității S_1 (=S_0 ?) în grupul de Someș și în formațiunea de Arada ;
— blasteza (probabil statică) de porfiroblaste de plagioclaz ;
(D_2) — formarea șistozității S_2, orientată NNE ;
(D_3) — formarea unei șistozități mai puțin penetrative S_3 și a sistemului L_3 de orientare NS (Dimitrescu, 1984) ;
— intruziunea granitului de Muntele Mare cu formarea aureolei sale de contact termic ;
(D_4) — formarea sistemului de axe B_4 orientate NE-SV (Dimitrescu, 1984) ;
(D_5) — reorientarea părții sudice a unității „autohtone" de Bihor de către o șistozitate S_5 (EV).

Luînd în considerare toate datele geocronologice publicate pînă în prezent, D_5 ar fi eoalpină, iar D_4 ar fi hercinică. D_2 pare a fi de vîrstă caledoniană.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ESQUISSE TECTONIQUE DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DES MONTS APUSENI DE NORD



INST. DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ BIBLIOTECA 144198

Institutul Geologic al României

Imprim.atel.Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst.-Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985; 1986), 1988, p. 85—91

OBSERVATIONS SUR LA STRUCTURE DU CRISTALLIN DES MONTS BIHOR ET GILĂU MÉRIDIONAL [1]

PAR

RADU DIMITRESCU [2]

Nappes. Foliation. Structural analysis. Superposed tectonics. Alpine orogeny. Hercynian orogeny. Apuseni Mountains — North Apuseni Mountains — Central Bihor massif. Biharia massif. Gilău massif.

Résumé

Plusieurs nappes des monts Apuseni de nord sont affectées par une schistosité alpine plus jeune que la foliation S_2 dominante. Dans la nappe de Biharia (avec une écaille inférieure nouvellement découverte), la schistosité S_3 est probablement hercynienne.

Abstract

Observations on the Crystalline Structure of the Bihor and South Gilău Mountains. Several nappes of the northern Apuseni Mountains are affected by an Alpine schistosity which is younger than the S_2 dominant foliation. Within the Biharia Nappe (with a newly discovered lower digitation) the S_3 schistosity is probably Hercynian in time.

Les travaux géologiques effectués en 1983-1985 en vue de la rédaction de la feuille Biharia à 1 : 50 000 nous ont fourni une série d'observations inédites que nous présentons dans cette note.

Pour la géologie d'ensemble nous renvoyons le lecteur à notre ouvrage de synthèse sur les monts Apuseni (Ianovici et al., 1976).

I. Nappe de Gîrda

La première unité tectonique charriée sur „l'autochtone" de Bihor est la nappe de Gîrda du système des nappes de Codru. Le soubassement de cette unité est caractérisé par la présence des intrusions de Codru. Dans une autre note nous avons comparé les intrusions basiques de ce complexe aux „séries appinitiques" ; d'autre part, les intrusions de granitoïdes ont un caractère migmatique, entre celles-ci les trondhjémites pouvant être étroitement liées aux intrusions basiques.

[1] Reçue le 20 janvier 1986, acceptée pour être communiquée et publiée le 10 avril 1986, présentée à la séance du 18 avril 1986.

[2] Universitatea „Al. I. Cuza", Laboratorul de mineralogie, Calea 23 August 20 A, Iaşi.

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne les roches métamorphiques traversées par les intrusions de Codru, il y a eu des controverses quant à leur appartenance soit au groupe de Someș, soit à la formation de Biharia. Nous pensons à présent qu'il est plus prudent d'adopter la solution de Stan (in Bleahu et al., 1984) et de les inclure dans la formation de Botfei, constituée par des quartzites micacés, des quartzites feldspathiques et des micaschistes, auxquels nous joignons des calcaires dolomitiques (Dimitrescu, Covali, 1974).

Nous avons déjà montré (Ianovici et al., 1976) que dans ce que nous appelons donc aujourd'hui „formation de Botfei" on peut observer deux foliations : une schistosité S_2 des métamorphites, plus ancienne que les intrusions, qui se sont parfois mises en place en concordance avec celle-ci, et une schistosité S_3 qui affecte aussi les intrusions, se manifestant sous forme de plans micacés moins pénétratifs.

Cette S_3 se retrouve dans le Permien qui recouvre en transgression le soubassement, et pas seulement dans la formation des conglomérats laminés, mais aussi dans les grès tufacés qui leur succèdent.

L'âge de la schistosité S_3 est possiblement alpin, en jugeant selon les données géochronologiques sur roches totales du Permien (Soroiu et al., 1969).

II. Nappe de Bălești

En ce qui concerne l'unité structurale qui recouvre la nappe de Gîrda, celui qui a tracé de manière conséquente une ligne de charriage dans le toit de la formation de Botfei contenant les intrusions de Codru, est Balintoni (1985), en la raccordant au charriage connu à l'est du massif de Gilău (Lupu et al., 1967 ; Trif, 1970 ; Hârtopanu et al., 1982).

Dans nos ouvrages publiés antérieurement, nous avons montré des hésitations en ce qui concerne cette question (Dimitrescu, 1958, 1966 ; Dimitrescu et al., 1974 ; Lupu et al., 1967) en allant jusqu'à tracer un contact normal au lieu du contact tectonique. Des considérations régionales nous déterminent d'accepter à présent la conception de Balintoni. Nous n'avons pas, il est vrai, trouvé d'arguments péremptoires dans les affleurements, mis à part le mode d'apparition du Permien à Certeje. La difficulté de saisir les rapports de charriage est provoquée par la convergence entre l'aspect des roches du mur et de celles du toit, convergence due au rétromorphisme dynamique qui conduit à la naissance des schistes chloriteux en partant des roches amphibolitiques aussi bien dans la formation de Botfei et dans les intrusions basiques de Codru (nappe de Gîrda) que dans la formation de Biharia (nappe de Bălești).

La nappe de Bălești est constituée par les formations de Biharia et de Muncel ; cette dernière d'âge cambrien, inclut les niveaux caractéristiques connus de porphyroïdes et de quartzites graphiteux.

Institutul Geologic al României

Nous proposons le terme de nappe de Bălești pour cette unité, en considérant qu'il ne faut pas adopter à tout prix une conception cylindriste, en la rattachant à l'une des nappes connues à l'ouest, avec lesquelles elle ne se raccorde pas directement.

III. Nappe d'Arieșeni

La structure de la nappe d'Arieșeni est assez bien connue (Bleahu, Dimitrescu, 1963 ; Dimitrescu et al., 1965 ; Dimitrescu et al., 1977). Nous ne signalons à présent que le développement d'une schistosité transversale $S_1 \wedge S_0$, pas seulement dans la formation des conglomérats laminés du Permien inférieur mais aussi dans les formations des grès vermiculaires et des grès feldspathiques, ainsi que dans le Werfénien de la nappe de Bătrînescu à Poiana. L'âge de l'anchimétamorphisme est donc fort probablement alpin.

IV. Nappe de Poiana

A partir de Poiana Crișului, en passant par-dessous de Piatra Grăitoare et jusqu'aux sources du Bucinișa, la nappe d'Arieșeni est, sans interruption, recouverte par la formation des métaconglomérats de Poiana qui constitue la nappe de Poiana. D'une part au sud de Băița Bihorului, d'autre part dans l'auréole des banatites de Stînișoara, le métamorphisme de contact thermique et hydrothermal imprime à ces métaconglomérats un aspect spécial, par la disparition de la séricite. La même transformation affecte d'ailleurs les roches dans l'auréole des banatites de Beliș-Fîntînele (beaucoup plus au nord) ; par la perte de leur muscovite, les micaschistes prennent un aspect insolite de schistes quartziteux en plaquettes.

La formation des métaconglomérats de Poiana (Dimitrescu, Bleahu, 1966), terme dont, à l'instar de G. Mantea, nous proposons l'extension à toute l'unité tectonique respective, en incluant ce que nous avions antérieurement séparé comme formation de Păiușeni, pourrait représenter soit un équivalent de cette dernière, d'âge dévonien supérieur-carbonifère inférieur (Bleahu, Dimitrescu, 1963 ; Ianovici et al., 1976), soit un équivalent de la formation des conglomérats laminés d'âge carbonifère supérieur-permien inférieur ; un indice dans le sens de la seconde hypothèse pourrait être fourni par les minces intercalations de tufs porphyriques jaune-verdâtre. En aucun cas les métaconglomérats de Poiana ne pourraient représenter un horizon terminal du Permien ; dans les passages du Permien au Werfénien un tel horizon est inconnu, et d'autre part, la formation de Poiana recouvre divers termes du Permien de la nappe d'Arieșeni.

La schistosité S_1 des métaconglomérats de Poiana est tantôt parallèle, tantôt transversale à sa stratification S_0 ; la métasomatose hydrothermale met parfois bien en évidence les plans S_1 et S_0 qu'elle emprunte fréquemment.

Institutul Geologic al României

Les linéations produites par l'élongation des galets des métaconglomérats ont la direction NO. Parfois (Valea Plaiului-Poiana) ces galets ne sont pas aplatis. Dans la vallée du Ştei-Arieşeni on reconnaît dans ces galets des amphibolites.

Dans la vallée du Vîrciorog (Arieşeni) on observe à la base de la nappe de Poiana une importante zone tectonique définie par l'apparition des lames de schistes verts à quartz-séricite-chlorite et des plans mylonitiques de couleur foncée.

V. Nappe de Biharia

1) Entre la nappe de Poiana et celle de Biharia nous avons pu identifier une écaille (digitation) de cette dernière, inconnue jusqu'à présent, que nous proposons d'appeler l'écaille de Piatra Grăitoare. A partir de Tarniţa Bihorului jusque dans la vallée de Cuiţa (Valea Curţii sur les cartes), les métaconglomérats de Poiana sont recouverts par une lame de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de puissance, de schistes verts à chlorite et albite appartenant à la formation de Biharia. Cette lame est recouverte en transgression par la formation de Păiuşeni (datée comme carbonifère inférieure, Visarion, 1970). L'écaille est dépassée à l'est et à l'ouest par le corps principal de la nappe de Biharia, mais réapparaît dans la vallée du Plai à Poiana.

2) La nappe de Biharia a exactement la même constitution, connue depuis longtemps (Giuşcă, 1937) : formation de Biharia recouverte en transgression par la formation de Păiuşeni. La transgression de cette dernière est indubitable : elle ressort des contours cartographiques et des données du souterrain (Ionescu, 1971). Là où la formation de Păiuşeni recouvre l'horizon carbonatique de la formation de Biharia, les métaconglomérats remanient des galets de calcaires dolomitiques (Moliviş).

Dans la mésostructure de la formation de Biharia domine d'habitude une foliation S_2, fréquemment mise en évidence par un fin rubanement lithologique ; rarement, dans quelques affleurements et dans quelques blocs on peut observer que S_2 a une position axiale en rapport avec des plis intrafoliaux de S_1, d'habitude complètement transposé. On peut discerner parfois un angle très aigu entre S_2 et S_1.

Une schistosité probablement hercynienne S_3, qui peut même arriver à dominer parfois, est commune aux formations de Biharia et de Păiuşeni. C'est la schistosité mentionnée par nous antérieurement (Ianovici et al., 1976, p. 94). Une linéation NO est donnée par l'élongation des galets des métaconglomérats.

La direction de la foliation S_2 est le plus souvent NS (NNO ou NNE) ; dans le secteur de Zănoaga elle passe à EO. La schistosité S_3 a d'habitude la direction EO, à Zănoaga elle tourne à celle NS.

Institutul Geologic al României

VI. Nappe de Lupșa

Le problème de la nappe de Lupșa a été traité par nous l'année précédente (Dimitrescu, 1988).

Aussi bien dans la formation de Biharia que dans celle de Muncel nous avons pu observer — assez rarement, il est vrai — le phénomène de transposition d'une première schistosité S_1 (=S_0 ?) par la schistosité dominante S_2. De plus, dans les deux formations de la nappe de Lupșa, une schistosité S_3 est présente, pouvant être décelée au microscope, en lames minces. Comme dans la formation d'Arada, les porphyroblastes d'albite de la formation de Biharia présentent un S — interne hélicitique et non pas rotationnel.

Les deux formations, de Biharia et de Muncel, sont effectivement diaphtoritiques, ainsi que l'a affirmé Balintoni (1985) (voir aussi Borcoș, Dimitrescu, 1969). Entre Cîmpeni et Lupșa on rencontre des schistes à nodules de grenat chloritisé appartenant aux deux formations, ainsi qu'au terme de passage entre elles (membre de Necșești). Mais d'autre part, comme dans le cas de la formation d'Arada, les structures magmatiques relictes des porphyroïdes démontrent à notre avis, que les conditions du faciès métamorphique des amphibolites à épidote (et albite) n'ont pas été dépassées dans la formations de Biharia et de Muncel.

Les données palynologiques indiquent clairement un âge plus jeune de la formation de Muncel en rapport avec la formation de Biharia. D'autre part, une liaison entre les formations de Muncel et de Baia de Arieș (invoquée par Balintoni, 1985) serait plausible, toujours selon le contenu en palynomorphes. Quant au charriage de la formation de Muncel sur celle de Biharia, soutenu par Balintoni (1985), il est difficile à argumenter tout comme à rejeter. „Adhuc sub judice lis est".

BIBLIOGRAPHIE

Balintoni I. (1985) Corrélation des unités lithostratigraphiques et tectoniques longeant l'Arieș entre la vallée de Iara et le mont Găina. *D S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5 (1981-1982), București.

Bleahu M., Panin St., Ștefănescu M., Stan N., Popescu A., Tomescu C., Ștefan A. (1984) Harta geologică a R. S. România, sc 1 : 50 000, foaia Dumbrăvița, I.G.G., București.

— Dimitrescu R. (1963) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 100 000, foaia Arieșeni, I.G.G., București.

Borcoș M., Dimitrescu R. (1969) Contribuții la determinarea condițiilor fizice ale metamorfismului regional din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol.*, 14/2, 363-374, București.

Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.*, XXXI, 51-119, București.

— (1966) Muntele Mare. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol.*, XXXV, 165-239, București.

Institutul Geologic al României

— (1988) La nappe de Lupșa dans la partie méridionale des monts Gilău. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5 (1985-1986), București.
— Bleahu M. (1966) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii pînzei de Biharia. *D. S. Inst. Geol.* LII/2 (1964-1969), 57-66, București.
— Bleahu M., Lupu M. (1977) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Avram Iancu, I.G.G., București.
— Bordea J., Bordea S. (1974) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Cîmpeni, I.G.G., București.
— Bordea S., Puricel R. (1965) Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieșeni. *D. S. Inst. Geol.*, LI/1 (1963-1964), 351-364, București.
— Covali G. (1974) Notă asupra mineralogiei seriei migmatice de Codru. *D. S. Inst. Geol.*, LX/1 (1972-1973), 23-26, București.
Giușcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts Bihor. *Bul. Lab. Min. Univ.*, 2, 51-59, București.
Hârtopanu I., Hârtopanu P., Balintoni I., Borcoș M., Rusu A., Lupu M. (1982) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50 000, foaia Valea Ierii, I.G.G., București.
Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R., 1-632, București.
Ionescu C. (1971) Zăcămintele de substanțe minerale utile din masivul Biharia. Edit. O.D.P.T., 96 p., București.
Lupu M., Borcoș M., Dimitrescu R. (1967) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 200 000, foaia Turda, Inst. Geol., București.
Soroiu M., Popescu Gh., Kasper U., Dimitrescu R. (1969) Contributions préliminaires à la géochronologie des massifs cristallins des Monts Apuseni. *An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Secț. II b (Geol.)*, 15, 25-33, Iași.
Trif A. (1970) Granitele cu ortoclaz din regiunea Valea Ierii. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Geol.-min.*, 15/2, 17-26, Cluj-Napoca.
Visarion A. (1970) Asupra prezenței unor asociații palinologice carbonifere din partea sudică a munților Bihor. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/4 (1966-1967), 165-170, București.

OBSERVAȚII ASUPRA STRUCTURII CRISTALINULUI MUNȚILOR BIHOR ȘI GILĂU DE SUD

(Rezumat)

I. *Pînza de Gîrda* constă în formațiunea de Botfei (Stan, în Bleahu et al., 1984) și în intruziunile de Codru. Șistozitatea S_2 a metamorfitelor este mai veche decît intruziunile, pe cînd șistozitatea S_3 afectează atît intruziunile, cît și Permianul suprajacent, fiind probabil de vîrstă alpină.

II. ***Pînza de Bălești*** acoperă pe cea de Gîrda, așa cum a susținut Balintoni (1985), și este constituită din formațiunile de Biharia și de Muncel.

III. *Pînza de Arieșeni* este caracterizată printr-o șistozitate transversală $S_I \wedge S_{II}$ care afectează toate nivelele Permianului, fiind probabil de vîrstă alpină.

Institutul Geologic al României

IV. *Pînza de Poiana* este constituită din formațiunea metaconglomeratelor de Poiana care ar putea fi echivalentă fie cu formațiunea de Păiușeni (Devonian superior-Carbonifer inferior), fie cu formațiunea conglomeratelor laminate (Carbonifer superior-Permian inferior). Șistozitatea S_1 a metaconglomeratelor este cînd paralelă, cînd transversală față de stratificația lor S_0.

V. *Pînza de Biharia.* 1) Între pînza de Poiana și cea de Biharia am identificat un solz (digitație) al celei din urmă, solzul de Piatra Grăitoare, constituit dintr-o lamă subțire de șisturi verzi cu clorit și albit, acoperită de formațiunea de Păiușeni.

2) Pînza de Biharia este constituită din formațiunea de Biharia acoperită în transgresiune de formațiunea de Păiușeni. În mezostructura celei dintîi se observă o foliație S_2, dominantă de obicei, și o foliație S_3, comună cu formațiunea de Păiușeni.

VI. *Pînza de Lupșa* a fost descrisă de noi în anul precedent. Pe lîngă șistozitatea dominantă S_2 apare și una S_3.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 93—117

VERSANTUL SUDIC AL MUNŢILOR FĂGĂRAŞ, LITOSTRATIGRAFIE ŞI TECTONICĂ [1]

DE

ION GHEUCA [2]

Lithostratigraphy. Tectonic units. Tectonic wedges. Nappes. Overthrust faults. Stratigraphic controls. South Carpathians — Crystalline Supragetic and Getic domains — Făgăraş Mountains.

Abstract

, *The Southern Slope of the Făgăraş Mountains — Lithostratigraphy and Tectonics.* The paper presents a detailed lithostratigraphical subdivision of the metamorphite groups from the southern slope of the Făgăraş Mountains. The Cumpăna Group, which covers the largest surface, can be divided into the following formations: Cozia — mainly with ocular gneiss; Cumpăna — containing the sequence of Cumpăna type gneiss; Topolog — alternation of paragneisses, ocular gneisses, amphibolites, micaschists; Măgura Ciinenilor — micaschists and micaceous paragneisses; Vemeşoaia — carbonatic rocks, quartzitic paragneisses, amphibolites. The Lotrioara Group, developed westwards of the Olt river, has the following succession: micaschists with garnet and staurolite; ocular gneisses; micaceous paragneisses and micaschists with porphyroblasts of albite. The Leaota Group contains, in the Ghiţu massif-Riul Doamnei zone, the following formations; Vidraru — granular-linear gneisses; ocular gneisses; Mioarele — biotitic paragneisses, subordinately ocular gneisses; Iezer — micaschists with garnet and porphyroblasts of albite. It is pointed out the lithostratigraphical disposing of gneisses called "migmatic", and therefore their premetamorphic origin and the link of eclogites with the lithostratigraphic levels of amphibolites. The three described groups form three tectonic units: the Valea lui Stan Nappe (Lotrioara Group), which is Mediterranean (?); the Argeş Nappe (Cumpăna Group), with an intra-Senonian western plane, the south-eastern one probably Mesocretaceous, resumed in Laramian, a nappe which in its eastern part shows a tectonic complication — the Ciuma

[1] Predată la 5 mai 1986, acceptată pentru comunicare şi publicare la 19 noiembrie 1986, comunicată în şedinţa din 5 mai 1986.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

digitation ; the Dîmbovicioara Nappe (Leaota Group), which is Mesocretaceous. In the Olt Valley, the Cornet scale, Laramian in age, complicates the former structure.

Résumé

Le versant méridional des monts Făgăraș, lithostratigraphie et tectonique. L'étude présente une sous-division lithostratigraphique de détail des groupes de metamorphites du versant méridional des monts Făgăraș. Le groupe Cumpăna, qui couvre la plus grande surface, peut être divisé dans les formations suivantes : de Cozia — surtout à gneiss oculaires ; de Cumpăna — qui contient la séquence à gneiss de type Cumpăna ; de Topolog — alternance de paragneiss, gneiss oculaires, amphibolites, micaschistes ; de Măgura Cîinenilor — micaschistes et paragneiss micacés ; de Vemeșoaia — roches carbonatiques, paragneiss quartzitiques, amphibolites. Le groupe Lotrioara, développé à l'ouest de l'Olt, a la succession suivante ; micaschistes à grenats et staurolite ; gneiss oculaires ; paragneiss micacés et micaschistes à porphyroblastes d'albite. Le groupe Leaota contient, dans la zone du massif Ghițu-Rîul Doamnei, les formations suivantes : de Vidraru — gneiss granulaires-liniaires, gneiss oculaires ; de Mioarele — paragneiss biotitiques, subordonnement gneiss oculaires ; de Iezer — micaschistes à grenat et porphyroblastes d'albite. Dans le contexte on remarque la disposition lithostratigraphique des gneiss nommés „migmatiques", donc leur origine prémétamorphique et la liaison des éclogites à niveaux lithostratigraphiques d'amphibolites. Les trois groupes décrits ci-dessus forment trois unités tectoniques : la nappe de Valea lui Stan (groupe Lotrioara), méditerranéenne (?) ; la nappe d'Arges (groupe Cumpăna), avec le plan occidental intrasénonien, celui sud-oriental peut-être mésocrétacé, repris au laramien, une nappe qui, à sa partie orientale, comporte une complication tectonique la digitation Ciuma ; la nappe de Dîmbovicioara (groupe Leaota), mésocrétacée. Dans la vallée de l'Olt, l'écaille Cornet, d'âge laramien, complique l'édifice antérieur.

Introducere

Lucrarea de față reprezintă rezultatul cercetărilor geologice pe care le-am întreprins începînd din anul 1978 în versantul sudic al Munților Făgăraș, din Valea Oltului pînă în bazinul Bîrselor. Ea se bazează în exclusivitate pe date de cartare personale, cu excepția unor porțiuni din limita metamorfitelor cu depozitele sedimentare și a unei porțiuni a limitei dintre grupurile Cumpăna și Leaota, preluate după Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foile Nucșoara (Dimitrescu et al., 1978) și Cumpăna (Dimitrescu et al., 1985).

Abordarea unei arii atît de întinse (cca 1000 km^2) a creat probleme privind gradul de detaliere cartografică. O parte din aceasta a fost cartată în cadrul foilor Titești, Cumpăna și Suru din harta la scara 1 : 50 000, caz în care detalierea s-a putut face la nivelul subunităților formațiunilor. În restul teritoriului, profile mai rare, favorizate totuși de dispunerea generală a culmilor și a văilor perpendicular pe structură, au permis divizarea metamorfitelor cel puțin la rang de formațiune. Pentru a păstra unitatea hărții am reprezentat numai acele entități litostratigrafice ce s-au putut urmări pe întreaga lor arie de dez-

Institutul Geologic al României

voltare. În cazul în care pe zone restrînse s-au detaliat repere, dar, în lipsa unei cartări corespunzătoare în suprafață, acestea nu au putut fi urmărite longitudinal, ele nu au fost redate cartografic, ci au fost descrise pe cît a fost posibil în text.

O trecere în revistă a cercetărilor anterioare ar necesita un spațiu foarte mare ; de aceea acestea se vor cita pe măsură ce vor fi cerute de text. Este totuși de menționat faptul că, prin gradul de detaliere și prin suprafața acoperită, Arion et al. (1965, 1966, 1967, 1968) au fost foarte aproape de a da o imagine litostratigrafică a grupului Cumpăna, și numai o tratare prea strict petrografică i-a împiedicat să realizeze acest lucru. O comparație a hărților realizate de aceștia cu harta prezentată aici este edificatoare. O tratare a metamorfitelor în spirit litostratigrafic a fost făcută de Dimitrescu (în Dimitrescu et al., 1978) în partea inferioară a grupului Leaota, separînd complexul paragnaiselor de Mioarele și complexul micașisturilor de Iezer-Păpușa.

Cele mai multe cercetări geologice, mai cu seamă în ultima vreme, au încercat să rezolve problemele litostratigrafice sau tectonice folosindu-se de aspecte petrologice, ceea ce a dus deseori la interpretări contestabile. Metoda de cercetare în domeniul litostratigrafiei fiind studiul succesiunilor litologice, alte aspecte geologice, îndeosebi cele desăvîrșite ulterior constituirii stivei (facies metamorfic, polimetamorfism, deformări, migmatizare, metasomatoză etc.), nu sînt cu necesitate congruente cu aspectele litostratigrafice, deci ele trebuie luate în considerare cu multă precauție. În măsura în care pot fi caracteristici ale substratului inițial, în cercetarea litostratigrafică se pot folosi și date geochimice sau geofizice (spre exemplu, date petrofizice, ca în Balintoni et al., 1984), așa cum recomandă Codul Hedberg (1979).

Pe de altă parte, în actualul stadiu al cunoștințelor, rezolvarea semnificației geotectonice a diferitelor secvențe de metamorfite are puține șanse de reușită. Numeroși cercetători ai Precambrianului (Glikson, 1979 ; Fyfe, 1976 ; Kröner, 1977) sînt înclinați să considere că regimul tectonic a fost în acest timp diferit de cel fanerozoic. Indiferent de gradul de valabilitate al acestei afirmații, situațiile geotectonice actuale nu trebuie aplicate fără discernămînt metamorfitelor precambriene carpatice.

Tratarea problemelor în aria abordată o vom face astfel în spiritul celor de mai sus, insistînd în primul rînd asupra detaliilor și caracteristicilor succesiunilor litostratigrafice.

1. Descrierea succesiunilor litostratigrafice

Cea mai mare parte a metamorfitelor din regiunea cercetată, practic întreaga suprafață de la est de Olt, constituie o stivă unitară — grupul Cumpăna. Imediat la vest se dezvoltă o stivă distinctă — grupul Lotrioara. În sfîrșit, la limita de sud-est, cuprinzînd și o parte din horstul Coziei, se dezvoltă grupul Leaota.

1.1. Grupul Cumpăna

Acest grup este reprezentat de o stivă cu dispoziție aproape verticală, cu înclinări în general spre sud, mai ales către zona de creastă

Institutul Geologic al României

a munților Făgăraș. Asupra polarității stratigrafice a acestei stive au existat numeroase discuții. Pornind de la concepția că gnaisele liniare de Cumpăna, interpretate de cercetătorii anteriori fie ca granite, fie ca migmatite, reprezintă miezul unui anticlinal, rezultă că întreaga stivă de la nord de aceste gnaise este în poziție răsturnată, ceea ce pentru unii dintre aceștia (Dimitrescu, 1978) ar reprezenta flancul invers al unei imense cute deversate către nord. Așa cum se va arăta mai departe, această cută nu se mai poate susține. Stabilirea polarității stratigrafice se poate face în Făgărașul de est, dacă considerăm că depozitele cuverturii sedimentare din zona Bîrsa Fierului-Șinca (Permian-Aptian) se găsesc la partea superioară a stivei. După acest raționament, secvența cea mai sudică reprezintă baza grupului Cumpăna.

1.1.1. *Formațiunea de Cozia*

Am numit astfel secvența de roci cuprinsă între limita tectonică cu grupul Leaota și gnaisele liniare de Cumpăna. Cea mai mare parte a acesteia este alcătuită din gnaise oculare de tip Cozia, care cuprind subordonat paragnaise, unele dintre ele relativ micacee, gnaise albe și amfibolite. Dn cauză că această stivă, destul de groasă, nu a fost străbătută decît pe cîteva profile, nu am realizat o subdivizare a ei.

1.1.2. *Formațiunea de Cumpăna*

S-a grupat sub acest nume (Gheuca, în Ștefănescu et al., 1982) acea parte a secvenței care cuprinde gnaise numite de cercetătorii anteriori (Reinhard, 1909 ; Streckeisen, 1934 ; Dimitrescu, 1963 ; Arion et al., 1965, 1966, 1967, 1968 ; Arion, Ignat, 1970 ; Balintoni, 1975) gnaise de tip Cumpăna. Ea începe cu gnaisele liniare (Arion, Ignat, 1970 ; Balintoni, 1975) și se sfîrșește cu gnaisele de tip Lespezi (Arion, Ignat, 1970).

Subformațiunea Colții Cremenii. Din versantul drept al Argeșului și pînă în bazinul Bîrselor, pe mai mult de 50 km, se poate urmări o bandă de gnaise liniare. În bazinul hidrografic al Argeșului, aceasta păstrează o lățime cartografică de 1,5-2 km. Deși relativ omogen, acest corp geologic păstrează în miez faciesuri masive, notate pe foile Nucșoara și Cumpăna ca granite anatectice. Ocularitatea este de asemenea un aspect ce poate să apară cu dezvoltare variabilă. Pe alocuri aceste gnaise cuprind enclave (xenolite) mai micacee (Arion, Ignat, 1970 ; Balintoni, 1975). Pe ambele laturi, dar mai ales pe cea sudică, se dezvoltă gnaise albe, care, făcînd corp comun cu gnaisele liniare, au fost atașate acestei subformațiuni.

Începînd din Muntele Drăghina către est, o bandă de paragnaise de 100-300 m, ce se poate urmări pînă în valea Colții lui Andrei, împarte gnaisele liniare în două corpuri aproximativ egale. La est de Bîrsa lui Bucur gnaisele liniare se reduc la 200-400 m grosime.

Subformațiunea Muntele Lăcșor. Între gnaisele liniare și gnaisele de Lespezi se dezvoltă o secvență cu alcătuire și grosime variabile. Rocile caracteristice ale acestei subformațiuni sînt amfibolitele de Valea

Institutul Geologic al României

Bolovanului. S-a numit astfel (Gheuca, Hann, în Ștefănescu et al., 1982) un complex de amfibolite și de gnaise amfibolice, caracteristică fiind prezența granaților mari, cu dimensiuni ce trec uneori de 1 cm. Microscopic se observă frecvent structuri diablastice și coroane kelifitice în jurul granaților, aspecte asemănătoare celor din rocile eclogitice. De altfel, eclogite au fost evidențiate în cadrul amfibolitelor de Valea Bolovanului în bazinul Vîlsanului (Hann, în Dimitrescu et al., 1985). Pe alocuri amfibolitele conțin corpuri de gnaise masive, larg dezvoltate, cu un cuarț violaceu, cel mai important corp aflorînd pe un afluent stîng al văii Cumpăna. Amfibolitele de Valea Bolovanului au grosimi foarte variabile. Ele ating peste 3 km lățime cartografică la vest de Argeș, pentru ca la est de acesta să se mențină la grosimi de cîteva sute de metri pînă în bazinul văii Cernat, unde dispar, pentru ca să apară apoi cu dimensiuni reduse în versantul drept al Dîmboviței, amonte de valea Colții lui Andrei. Dezvoltarea lor atît de neregulată poate îndreptăți ipoteza unei origini magmatice.

De o parte și de alta a acestor amfibolite se dezvoltă paragnaise cu biotit și gnaise oculare. O bandă de 30-40 m grosime de gnaise oculare bordează limita nordică a amfibolitelor la vest de Argeș.

Subformațiunea Iedu. Am numit astfel banda de gnaise de Lespezi și amfibolitele care le mărginesc de-o parte și de alta. Este unul din reperele cele mai caracteristice și mai constante din versantul sudic al munților Făgăraș. El are o grosime de cca 300-400 m în bazinul hidrografic al Argeșului. În bazinul Dîmboviței, caracteristicile acestui reper se atenuează, în parte urmărirea lui fiind îngreunată de o tectonizare mai accentuată.

Gnaisele de Lespezi (Arion et al., 1965 ; Arion, Ignat, 1970) sînt în marea lor majoritate niște gnaise cu megablaste de feldspat potasic (oculi) de dimensiuni impresionante, atingînd deseori 10-15 cm. Componenta micacee (biotit în principal) este destul de bogată, astfel că aceste megablaste sînt îmbrăcate într-o cămașă micacee, și astfel ele se desprind destul de ușor din rocă, încît chiar în zonele lipsite de aflorimente gnaisele de Lespezi se pot carta prin prezența megablastelor sub forma unor globuri. Reinhard (1909) a remarcat pentru prima dată aceste megablaste, descriind la Cumpăna gnaise de tip Cozia cu „ochi" în greutate de pînă la 1 kg.

Miezul gnaiselor de Lespezi se prezintă adesea cu o textură masivă, granitică, avînd cuarț albăstrui și o componentă biotitică bogată (interfluviul Topolog-Argeș, Cumpăna, Valea cu Pești, Valea Rea, vîrful Lerescu). Reinhard (1909) a dat de fapt acestor roci numele de gnaise de Cumpăna, așa cum rezultă din descrierile geologice și din reprezentările cartografice ale lui (1909 — „blocuri de roci granitice la Cumpăna Mare") și ale cercetătorilor ulteriori (Streckeisen, 1934 — „o bandă îngustă de rocă granitică, cînd masivă, cînd gnaisică — gnaisele de Cumpăna" ; harta lui situează gnaisele de Cumpăna la nord de confluența Capra-Buda ; Ghika-Budești, 1940 — „gnaisele sînt uneori masive, aproape granitice, ca la Cumpăna chiar" ; Ghika-Budești, 1958 — „adevărate granite de Cumpăna, în special în afloramentele de la pîrîul Iedu-Topolog"). Întrucît însă, începînd cu Arion et al. (1965,

Institutul Geologic al României

1966) s-au numit gnaise de Cumpăna cu precădere gnaisele liniare, iar rocile descrise mai sus sînt cunoscute ca gnaise de Lespezi, prima descriere a lor fiind făcută de Arion și Ignat (1970) sub acest nume, este de susținut păstrarea lui.

Marginea gnaiselor de Lespezi prezintă caractere tectonitice (cf. accepțiunii Balintoni, 1975) tot mai pronunțate, fiind oculare pînă la

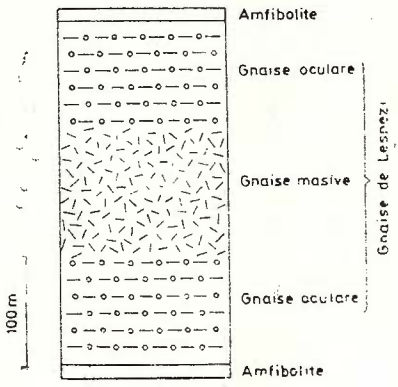


Fig. 1 — Coloană litostratigrafică sintetică prin subformațiunea Iedu.
Synthetic lithostratigraphic column through the Iedu Formation.

liniare. Pe alocuri o deformare evident mai nouă produce în cadrul acestora un puternic retromorfism, reprezentat prin cloritizarea biotitului, caz în care ele devin exfoliabile.

De o parte și de alta a acestor gnaise, fără excepție practic din culmea Olt-Topolog pînă în șaua Oticului (izvorul Dîmboviței), se dezvoltă două strate de amfibolite, cu grosimi ce nu depășesc 10-20 m grosime. Avînd în vedere această asociere intimă, am preferat includerea lor la subformațiunea Iedu.

1.1.3. *Formațiunea de Topolog*

La nord de gnaisele de Lespezi urmează o secvență cu o lățime cartografică de 3-4 km, în care, pe un fond de paragnaise, se dezvoltă într-o înlănțuire strînsă gnaise oculare, gnaise albe, amfibolite, micașisturi. Contrastul reperelor litostratigrafice și desimea lor permit, cu condiția unei cartări detaliate, o bună subdivizare, așa cum se poate remarca în foile Titești și Cumpăna. La scara întregului masiv, la care formațiunea de Topolog se desfășoară pe o lungime de peste 60 km, o asemenea detaliere, deși posibilă, dar cerînd o cartare minuțioasă, nu s-a realizat. Pentru porțiunea Topolog-Argeș-Vîlsan se pot descrie următoarele secvențe cu grad de subformațiune :

a. Partea inferioară a formațiunii de Topolog cuprinde paragnaise cu biotit și muscovit, către partea ei terminală avînd intercalații de amfibolite și de gnaise albe și oculare.

b. Urmează apoi paragnaise micacee și micașisturi, cu granat și pe alocuri cu disten, cum ar fi în vîrful Clăbucet, la NV de Cumpăna. Cu totul subordonat, ele cuprind și gnaise albe. Această secvență este bine deschisă pe Topolog, imediat în aval de priza de apă pentru lacul

Institutul Geologic al României

Vidraru. Spre est, ea este bine deschisă de drumul de contur al lacului Vidraru, fie pe interfluviul Capra-Cumpenița (la 3,5 km de cabana Cumpăna), fie pe interfluviul Capra-Buda. Pe interfluviul Buda-Vîlsan, ea se întîlnește la nord de Poiana Zănoaga.

c. Aproximativ la partea mediană a formațiunii de Topolog se dezvoltă o asociație de gnaise oculare, amfibolite și gnaise albe. Secvența este bine deschisă în zona confluenței Topologului cu Topologelul. Ea începe cu gnaise oculare și apoi, prin intermediul gnaiselor albe, se trece la amfibolite sau la o alternanță de amfibolite cu gnaise albe. Pe foile Titești și Cumpăna acestea au fost notate cu indicele a_m (amfibolitele mediane). Pe alocuri, cu precădere acolo unde prezintă grosimi mai mari, aceste amfibolite cuprind nuclee de eclogite. Ele au fost identificate în versantul stîng al Topologului, pe drumul pastoral Iedu-Podeanu (Gheuca, în Ștefănescu et al., 1982), apoi imediat la est, în culmea către valea Modrugazu, în versantul drept al văii Capra (cca 2 km aval de podul de la coada lacului) și pe interfluviul Capra-Buda. Reinhard (1909) remarcă pentru prima dată prezența lor în cadrul regiunii (eșantioane colectate de Mrazec), fără să poată preciza cu exactitate nivelul litostratigrafic.

d. În sfîrșit, partea terminală a acestei formațiuni este reprezentată de o alternanță de paragnaise, gnaise oculare, gnaise liniare, gnaise albe și amfibolite. În lungul corpurilor de roci acide se pot urmări treceri de la gnaise oculare la gnaise albe sau gnaise liniare (±granați). acestea din urmă cu precădere în bazinele văilor Găujani și Topolog. Pe interfluviul Topolog-valea Modrugazu, asociate cu gnaise oculare se găsesc roci granitice masive.

1.1.4. *Formațiunea de Măgura Cîinenilor*

Această denumire a fost dată de Ghika-Budești (1940) acelei secvențe cu caracter micaceu (micașisturi), neafectată de procese de migmatizare (metasomatoză), care corespunde părții nordice a grupului Cumpăna. În acest sens ea nu avea un înțeles litostratigrafic, ci unul metamorfic, și nu prezenta la sud o limită clară ; aceasta a fost fixată de Hann și Gheuca (în Ștefănescu et al., 1982) acolo unde fondul devine predominant micaceu. Pe de altă parte, limita nordică corespundea cu trecerea la micașisturi retromorfe (zona de Vemeșoaia). Întrucît ea se baza de asemenea pe criterii metamorfice, era de preferat să se fixeze alta, bazată pe criterii litologice. În acest fel am ales ca limită nordică primele roci carbonatice consistente cartografic.

În această accepțiune, formațiunae de Măgura Cîinenilor atinge lățimi cartografice de 7-10 km, astfel încît fiecare din cele trei subdiviziuni ale sale atinge grosimi comparabile cu cele ale formațiunilor descrise anterior și pot fi considerate eventual de același rang. Aceste trei subdiviziuni le-am numit subformațiunile Topologel, Picuiata și Olanu.

Subformațiunea Topologel. Am numit astfel secvența micacee cuprinsă între aceea mai gnaisică a formațiunii de Topolog și micașistu-

Institutul Geologic al României

rile faneroblastice cu granat, disten și staurolit. Pe foaia Cumpăna ea a fost numită subformațiunea Stîna Mare, nume la care s-a renunțat ca nefiind caracteristic.

La partea inferioară stratigrafic a acesteia, alături de micașisturi apar amfibolite și gnaise albe. Apoi, micașisturile cu granați de 3-6 mm predomină, intercalațiile de amfibolite și de gnaise albe, pe alocuri oculare, cel mai adesea asociate, fiind cu totul subordonate. Aproximativ la mijlocul acestei subformațiuni, o intercalație mai groasă de gnaise albe sau oculare (confluența Boia Mare-Boia Mică, confluența Caprapîrîul Mîndra, muntele Jepii de Jos, vîrful Valea Lungă, Stîna din Boureț etc.) desparte secvența descrisă mai sus de o alta, superioară, în care paragnaisele și micașisturile se dezvoltă în proporții oarecum egale. Amfibolitele, nedepășind cîțiva metri grosime, au dezvoltări inegale pe diferite profile. La izvoarele Topologelului, asociate cu amfibolite, apar două intercalații decimetrice de roci carbonatice. Către partea terminală se poate urmări o bandă de 200-300 m de micașisturi mai larg dezvoltate (granat de 7-8 mm).

Subformațiunea Picuiata. Sub acest nume se definește banda de micașisturi faneroblastice cu granat, disten și staurolit, un excelent reper, urmărit între Valea Oltului (amonte de Cîineni) și muntele Văcarea, acesta din urmă pe cumpăna dintre pîrîul Sebeș și pîrîul Lerescu (Bîrsa Groșetului). Pe foaia Cumpăna ea apare ca subformațiunea de Vîrful Comarnic, nume evitat datorită omonimiei cu cunoscutele „strate de Comarnic". Cu destulă acuratețe, aceste micașisturi au fost separate pe hărțile rapoartelor lui Arion et al. (1965, 1966, 1967); cu o oarecare aproximație, ele se suprapun peste ceea ce pe Harta geologică a României, scara 1 : 200 000 (foaia Sibiu, redactori Dessila-Codarcea, Dimitrescu, Stancu, 1968) s-a separat ca „zona cu disten și staurolit". În sfîrșit, este interesant de amintit că Ghika-Budești (1940) descrie mai în amănunt, chiar în muntele Măgura Cîinenilor, tocmai aceste micașisturi, ca fiind caracteristice pentru zona micașisturilor cu granat de Măgura Cîinenilor.

Trebuie menționat că datorită faptului că trecerile laterale se fac tot către micașisturi, deci fără contrast litologic pregnant, limitele acestei subformațiuni au un oarecare grad de incertitudine, care va putea fi redus prin cartări mai detaliate.

În fapt, structura acestei unități litostratigrafice este mai complexă, pe lîngă micașisturi ea comportînd și intercalații de amfibolite, gnaise albe și cu totul subordonat paragnaise. Micașisturile au muscovit și biotit larg dezvoltate, granatul cu diametrul în jur de 1 cm și foarte frecvent cristaloblaste centimetrice (1-8 cm) de feldspat potasic, de asemenea foarte caracteristice. Distenul, ca și staurolitul, ating dimensiuni pînă la cîțiva centimetri. Aceste micașisturi constituie cca 70-90% din grosimea subformațiunii Picuiata. Amfibolitele și gnaisele albe sînt de obicei asociate (în 1-3 benzi), așa cum se găsesc frecvent în cuprinsul grupului Cumpăna.

Subformațiunea Olanu. La nord de micașisturile faneroblastice, pînă la prima bandă de roci carbonatice, se dezvoltă o secvență de mica-

Institutul Geologic al României

șisturi și de paragnaise, relativ retromorfe, cu amfibolite care pe alocuri (ca pe valea Capra), datorită retromorfismului, trec la șisturi verzi.

Prima parte a secvenței este formată în principal din paragnaise cu biotit și muscovit, cu intercalații subțiri de amfibolite. De obicei, limita cu micașisturile faneroblastice este marcată de o bandă de amfibolite. Partea superioară a acestei subformațiuni este mai micacee, cu micașisturi retromorfe, cenușii, cu granați alterați pînă la substituire. Cu totul local (Muntele Florea, confluența Capra-pîrîul Lespezi), apar micașisturi carbonatice cu tremolit. La partea superioară a subformațiunii intercalațiile de amfibolite sînt mai dese. Limita superioară este marcată de o bandă de amfibolite de ordinul a zeci de metri grosime (pînă la 100-200 m între Boia Mică și Olt), care în strînsă asociație cu prima bandă de roci carbonatice persistă din Valea Oltului pînă în Valea Bîndii, afluent stîng al Văii Rele.

1.1.5. *Formațiunea de Vemeșoaia*

Cercetările pe care le-am întreprins către nord s-au oprit de obicei la prima sau la primele două benzi de roci carbonatice cristaline. Pe de altă parte, complicații tectonice majore par a afecta metamorfitele spre nord, în zona Suru, astfel că am descris sub numele provizoriu de formațiunea de Vemeșoaia numai acea ultimă secvență pe care am considerat că aparține grupului Cumpăna.

Subformațiunea Podeanu. Partea inferioară a formațiunii de Vemeșoaia cuprinde de regulă două benzi de roci carbonatice. Cu variațiile de grosime caracteristice acestui tip de roci, ajungîndu-se astfel la o singură bandă foarte groasă (Vîrful Bulz) sau la trei (Vîrful Coți), ele se pot urmări din Valea Oltului pînă la izvoarele Văii Bîndii, de unde trec în versantul ardelean al munților Făgăraș. Între aceste benzi se dezvoltă paragnaise sau amfibolite. Se propune pentru această secvență numele de subformațiunea Podeanu.

În zona muntelui Vemeșoaia urmează paragnaise cuarțitice rubanate retromorfe, cu biotit relict, pe alocuri cu benzi decimetrice de cuarțite cenușii. În raport cu secvența descrisă mai sus, nu există nici o indicație de discontinuitate.

1.2. **Grupul Lotrioara**

Individualitatea metamorfitelor din vresantul drept al Oltului, din zona Călinești, a fost semnalată de Schmidt (1930) și Streckeisen (1934). Aceștia le paralelizează, pe baza argumentelor de ordin petrografic (prezența porfiroblastelor de albit), cu cristalinul Leaotei și le includ în aceeași unitate tectonică (pînza conglomeratelor de Bucegi — Popescu-Voitești, 1918). Dessila-Codarcea (1962) le numește „seria șisturilor cu porfiroblaste de albit de tip Leaota" și le consideră șariate peste cristalinul getic. Hann (în Hann, Szász, 1984) consideră, la sugestia lui R. Dimitrescu, că „aceste roci reprezintă un echivalent al rocilor din seria de Voinești-Păpușa". Conform principiului litostratigrafic de corelare pe bază de succesiuni de litologie, această corelare nu este dove-

Institutul Geologic al României

dită. Nu se poate, cel puțin deocamdată, să se pună în corespondență succesiunea metamorfitelor din zona Călinești cu vreuna din cadrul grupului Leaota. De aceea se impune ca acestea să fie considerate un grup separat. Le-am numit grupul Lotrioara, la recomandarea lui I. Balintoni, deoarece în valea Lotrioara ele au o succesiune caracteristică.

O detaliere cartografică a grupului Lotrioara nu a fost încă realizată, pe de o parte datorită unei cartări mai sumare și discontinue, pe de altă parte datorită dificultăților decurgînd din îngustimea unității tectonice care o cuprinde (pînza de Valea lui Stan). De aceea se va face numai o descriere sumară a lui.

Partea inferioară a stivei cuprinde o alternanță de paragnaise cu biotit și muscovit, micașisturi cu granat și staurolit, gnaise albe și amfibolite. Ea se dezvoltă începînd din valea Uria (la cca 3-4 km de vărsarea în Olt) spre NV, în Valea lui Vlad și Dealul lui Vlad. Micașisturile, cu granat ce atinge frecvent 1 cm și staurolit de asemenea centimetric, formează cea mai importantă parte a secvenței.

Urmează apoi o secvență de gnaise oculare și paragnaise. La nord de Valea lui Vlad ele se urmăresc ca o bandă de cîteva sute de metri grosime la limita cu metamorfitele grupului Cumpăna. La sud de valea Uria (muntele Gorganu) ele fac o inflexiune spre vest, oprindu-se, pînă în valea Robești, în planul de șariaj al pînzei de Valea lui Stan.

Partea superioară a stivei cuprinde paragnaise și micașisturi relativ retromorfe, cu porfiroblaste de albit, avînd intercalații de amfibolite și de gnaise albe, care pe alocuri prezintă și aspecte oculare. Ea se dezvoltă începînd din valea Uria către sud.

1.3. **Grupul Leaota**

Deși nu am avut intenția de a aborda în această lucrare grupul Leaota, care are o arie de dezvoltare comparabilă cu a grupului Cumpăna și deci cere o analiză mai amplă, necesitatea de a delimita acest din urmă grup, analiza relațiilor tectonice dintre ele, precum și prezența grupului Leaota în horstul Coziei impune descrierea părții sale inferioare.

Individualitatea metamorfitelor din Leaota-Iezer în raport cu cele din Făgăraș a fost de mult afirmată (Reinhard, 1909, 1910 — „cristalinul Leaotei"; Popescu-Voitești, 1909, 1918; Streckeisen, 1934) atît petrografic, cît și tectonic. Despre contribuțiile litostratigrafice anterioare am mai amintit (Gheuca, Dinică, 1986). Cît privește relațiile cu grupul Cumpăna, părerile au oscilat între a le considera tectonice sau stratigrafice. Pentru prima alternativă s-au pronunțat Reinhard, Popescu-Voitești, Streckeisen, Codarcea et al. (1967), Săndulescu (1980, 1984), Balintoni et al. (1986). Cea de-a doua a fost sprijinită de Manilici (1955) și Dimitrescu (1963, 1976, 1978 a, b) pe considerente de ordin petrografic. Astfel, Manilici (1955) arată că de o parte și de alta a limitei admise de cercetătorii anteriori drept contact tectonic se află roci cu același grad de metamorfism (plagioclazul cu 15-20% an), deci o singură serie metamorfică. Dimitrescu (1963, 1976, 1978) afirmă, în principal pe baza gradului de metamorfism, că metamorfitele din Leaota

Institutul Geologic al României

reprezintă flancul sud-estic al unui anticlinoriu avînd în ax gnaisele de Cumpăna-Holbav.

Observațiile efectuate în bazinul Rîului Doamnei de către Balintoni, Hann și Gheuca în 1983 arată că linia tectonică ce prelungește spre sud-vest „linia Holbavului" se continuă pînă la limita metamorfitelor cu depozitele sedimentare ale depresiunii Loviștei, atît pe baza unor indici direcți (milonite, cataclazite), cît și cu argumente structurale (efilarea unor entități litostratigrafice ale ambelor grupuri spre NE).

Lucrarea de față afirmă pentru prima dată prezența grupului Leaota în masivul Ghițu. Argumentele sînt de ordin litostratigrafic, sprijinite și de considerente structurale. La sud de depresiunea Loviștei, limita tectonică a acestuia cu grupul Cumpăna se poate vedea la vest de Argeș.

Bazele subdivizării litostratigrafice ale grupului Leaota au fost puse de Gherasi și Dimitrescu (1964) și de Gherasi et al. (1966). Dimitrescu (1978 a, b) separă pentru prima dată, la partea inferioară a grupului Leaota, complexul paragnaiselor de Mioarele și complexul micașisturilor de Iezer-Păpău. În urma conturării limitei tectonice dintre cele două grupuri se evidențiază faptul că gnaisele leucocrate, atribuite de Dimitrescu (în Dimitrescu et al., 1978) complexului gnaiselor de Cozia, aparțin în fapt grupului Leaota. Astfel, pe aliniamentul Vidraru-nord Ghițu-Cernat-Rîul Doamnei se mai poate separa o a treia entitate litostratigrafică, pentru care se propune numele de Vidraru.

1.3.1. *Formațiunea de Vidraru*

Secvența cea mai completă a acesteia se dezvoltă în zona Vidraru-Valea lui Stan (afluent drept al Argeșului). Spre est, baza ei se efilează treptat tectonic. Are un caracter predominant gnaisic.

Partea inferioară, vizibilă pe grosimi de cîteva sute de metri, aflorează doar la vest de Argeș și este alcătuită dintr-un gnais leucocrat granular, descris de diverși autori ca porfir granitic (Reinhard, 1909), cuarțit blastopsamitic (Arion et al., 1966), gnaise rubanate (Hann, în Dimitrescu et al., 1985). Urmează o bandă de gnaise oculare, asemănătoare gnaiselor de Cozia, care formează chei spectaculoase pe Valea lui Stan și la Vidraru, și care urmărește încă 2 km spre est marginea lacului de acumulare. Printr-o secvență de paragnaise și amfibolite, se trece apoi la gnaise albe, granulare sau ușor liniare, pe alocuri cu un cuarț albăstrui, cu intercalații de amfibolite sau de gnaise amfibolice. Această asociație se dezvoltă începînd de la confluența Argeșului cu Valea lui Stan și de la cetatea Poienari către est, prin versantul nordic al muntelui Ghițu, pînă la capătul din amonte al cheilor Vîlsanului. Peste depozitele sedimentare ale depresiunii Loviștei, ea reapare în valea Cernat și se desfășoară tot mai subțire în versantul de nord-vest al Iezerului. În sfîrșit, aceeași asociație marchează în bazinul superior al Dîmboviței, din loc în loc, contactul tectonic cu grupul Cumpăna, dar aici, venind în contact cu diverși termeni superiori, pare a forma niște lame de rabotaj.

Institutul Geologic al României

1.3.2. *Formațiunea de Mioarele*

Am păstrat în întregime accepțiunea dată de Dimitrescu (1978). Fondul acestei formațiuni este constituit din paragnaise plan-paralele cu biotit și uneori amfiboli, minerale orientate, care dau astfel un aspect liniar foarte caracteristic. Reinhard (1909) le descrie în partea meridională a cheilor Argeșului drept „corneene biotitice cu bobul mărunt și cu textură paralelă pronunțată". Formațiunea de Mioarele se efilează tectonic spre est, dispărînd astfel dincolo de valea Colții lui Andrei (Dîmbovița). În horstul Coziei, spre deosebire de lucrarea de față, Hann (în Dimitrescu et al., 1985) numește această secvență „paragnaise de Ghițu" și o atribuie grupului Cumpăna.

1.3.3. *Formațiunea de Iezer*

Separată de asemenea de Dimitrescu (1978), ea cuprinde micașisturi cu granat, cu intercalații subțiri de amfibolite. Frecvent, aceste micașisturi cuprind și porfiroblaste de albit (semnalate încă de Manilici, 1955), aspect care întărește atribuirea lor grupului Leaota. Ele iau contact cu grupul Cumpăna pe porțiunea valea Colții lui Andrei-barajul Pecineagu. Eventuala lor prezență pe Vîlsan, în partea cea mai sudică de apariție a metamorfitelor rămîne o problemă de rezolvat.

1.3.4. *Formațiunea de Voinești*

În sfîrșit, la est de Dîmbovița contactul cu grupul Cumpăna se face prin intermediul unei secvențe de paragnaise parțial retromorfe, care pe alocuri prezintă porfiroblaste de albit (sau oligoclaz), care aparțin formațiunii de Voinești (Gherasi, Dimitrescu, 1964).

2. **Aspecte ale relației petrologie-litostratigrafie**

Observațiile privind relațiile dintre aceste aspecte geologice aduc elemente noi în legătură cu unele probleme mult discutate relativ la metamorfite. Următoarele trei sînt printre cele mai evidente :

a) controlul litostratigrafic al rocilor „migmatice" ;

b) prezența eclogitelor în legătură cu nivele de amfibolite ;

c) asociația amfibolite-gnaise albe.

a) Concepțiile privind geneza gnaiselor masive, oculare sau liniare au predominat în discuțiile asupra metamorfitelor din Făgăraș.

Pornind de la observația că gnaisele de Cumpăna au textură masivă, iar cele de tip Cozia, textură gnaisică și oculară, primii cercetători ai metamorfitelor din Făgăraș (Mrazec, Murgoci, Renhard, Streckeisen, Ghika-Budești, 1938) admit în general un corp central de granite și injectări laterale de magmă și de fluide asociate procesului magmatic ; în legătură cu acestea, un metamorfism de injecție s-ar fi produs fie sincron, fie diferit de metamorfismul regional.

Ulterior, începînd cu Ghika-Budești (1940), se renunță la ipoteza magmatică, acceptîndu-se că aceste roci reprezintă migmatite, care au luat naștere prin procesul de metasomatoză. Zonele pe care acesta le

Institutul Geologic al României

separă în cadrul cristalinului Făgărașului sînt, cel puțin conceptual, separații petrografice sau litologice, și numai în măsura în care lipsește migmatizarea sau se elimină aspectele petrografice (Vemeșoaia, ca zonă retromorfă) acestea sînt și separații litostratigrafice. Ipoteza migmatizării metasomatice domină practic de atunci gîndirea geologică a cercetătorilor terenurilor metamorfice din România (Dimitrescu, 1963, 1964 ; Arion et al., 1965, 1966, 1967 ; Arion, Ignat, 1970 ; Balintoni, 1975 ; Balintoni et al., 1984).

Ipoteza că gnaisele oculare reprezintă metapsefite în care se pot distinge structuri sedimentare relicte (Dessila-Codarcea, 1965 ; Dessila-Codarcea, în Dessila-Codarcea, Stancu, 1968 ; Gherasi et al., 1966 ; Popovici, 1978) a fost întîmpinată cu reticență și nu mai are astăzi susținători.

În sfîrșit, ipoteza că gnaisele oculare, cel puțin în parte, reprezintă nivele litostratigrafice, în care aspectele actuale se datoresc diferențierii metamorfice, realizată într-un cadru izochimic, pe un substrat cu chimism adecvat, este susținută de Dimitrescu și Murariu (1984). Înscrierea gnaiselor oculare, liniare sau granulare în nivele cu control litostratigrafic, așa cum se relevă prin cartare, fie în lucrarea de față, fie în foile Titești și Cumpăna, vin desigur în contradicție cu ipoteza metasomatică de geneză a gnaiselor (Balintoni, 1975), fără a veni în contradicție însă și cu datele de observație ale acestuia. Într-adevăr, se pot concilia datele litostratigrafice cu cele petrografice, acceptînd că avem de-a face cu nivele litostratigrafice în care reorganizarea (migrarea) de substanță s-a produs la scară locală.

Așa cum am mai arătat, aceste corpuri litologice conservă pe alocuri aspecte masive, granitice. Astfel de aspecte se întîlnesc frecvent în gnaisele liniare ale subformațiunii Colții Cremenii, în gnaisele de Lespezi și local în gnaisele de la partea superioară a formațiunii de Topolog, în culmea dintre Topolog și valea Modrugazu. În grupul Leaota texturi masive, granitice, se întîlnesc în cadrul gnaiselor oculare din valea Cuca-Rîul Tîrgului (Dinică, date nepublicate, 1983). Aceeași asociație, de astă dată în favoarea texturii masive, se observă în legătură cu granitul de Albești — și el cu control litostratigrafic —, care pe alocuri și marginal prezintă aspecte oculare, după cum granitul de Lalu (Dimitrescu, Murariu, 1982 ; Gheuca, Dinică, 1986) — după ultimii autori de asemenea cu control litostratigrafic — prezintă frecvent aspecte liniare.

Toate aceste observații conduc la concluzia că textura metamorfică inițială a gnaiselor a fost masivă și că celelalte aspecte (ocular, liniar) reprezintă transformări structurale ale aceleiași roci, care a suferit ulterior un metamorfism predominant dinamic. Că aceste roci, inițial masive, reprezintă granite anatectice autohtone (Gheuca, Dinică, 1984) sau rezultă prin diferențiere metamorfică (Dimitrescu, Murariu, 1984) nu are nici o importanță în privința consecințelor litostratigrafice.

În concluzie, se poate afirma că evenimentele metamorfice care au afectat stivele grupurilor descrise mai sus au avut caracter izochimic și că diversele corpuri de gnaise reprezintă entități (repere) litostratigrafice.

b) La fel ca și în grupul Leaota (Gheuca, Dinică, 1984), eclogitele din grupul Cumpăna sînt asociate cu amfibolite, în care se integrează ca

Institutul Geologic al României

nuclee. Legătura lor cu succesiunea litostratigrafică exclude ipoteza după care ele au fost puse în loc în stiva de metamorfite pe cale tectonică (Hann, 1983 ; Săbău et al., 1984).

c) Asociația gnaise albe-amfibolite este foarte frecventă în toate grupurile descrise, în sensul că în imediata apropiere a unuia dintre acești termeni litologici (uneori alternînd) apare de obicei și celălalt. Concretizarea acestei observații s-a făcut cel mai adesea prin atribuirea numelui de asociație leptino-amfibolitică. El s-a dat astfel entității numită Topolog, în foaia Cumpăna („formațiunea leptino-amfibolitică de Topolog"), la propunerea lui Dimitrescu. dar așa cum se poate vedea și din descrierea de mai sus nu caracterizează numai această parte a stivei.

Întrucît, așa cum am arătat mai sus, există argumente puternice care susțin caracterul izochimic al evenimentelor metamorfice, se impune căutarea unei explicații pentru această asociație, în condițiile geologice de constituire a stivei.

3. Descrierea structurii tectonice

Prin descifrarea structurii litostratigrafice se creează premise pentru descifrarea structurii tectonice la scară cartografică.

Am menționat acest fapt pentru că multă vreme s-a încercat (mai ales în munții Făgăraș) descifrarea structurii metamorfitelor pe baza a ceea ce Sander a definit ca analiză structurală, respectiv pe bază de șistozități, lineații, microcute, analiză petrotectonică etc. Trebuie subliniat că preluarea dogmatică a regulii simetriei a lui Sander, după care micro- și mezostructura sînt o reflectare a macrostructurii, a dus la grave confuzii, în condițiile — neglijate sau simplificate — de polimetamorfism (deci polideformare) și de tectonică post-metamorfică (alpină), deci de tectonici suprapuse.

Desigur că principala deficiență de abordare a acestei metode a constat în neglijarea structurii primare a rocilor. De altfel, sesizînd acest lucru, Turner și Weiss (1963) arată că „analiza structurală a rocilor deformate este complementară investigației stratigrafice și altor metode geologice".

Făcîndu-se analiza structurilor la scară cartografică, se poate evidenția, ca o caracteristică generală a metamorfitelor carpatice, că, în raport cu elementele alpine precretacic superioare (cuverturi sedimentare, plane de șariaj), deformările metamorfitelor sînt practic neînsemnate, cu o foarte mare rază de curbură și că, anterior momentului mezocretacic, structura lor a fost aproape tabulară și suborizontală. Această constatare este valabilă și pentru raportul cuvertură sedimentară-metamorfite la est de Olt.

În acest context se poate presupune că redresările stivelor de metamorfite, atît în ceea ce privește grupul Cumpăna, cît și grupul Leaota — la limita sa nord-vestică —, sînt sin- sau post-mezocretacice.

În raport cu aspectele litostratigrafice și cu indicii tectonici direcți (tectonizare, milonitizare), în regiunea abordată am acceptat prezența a trei unități tectonice majore, alcătuite din trei secvențe distincte de metamorfite : pînza din Valea lui Stan (grupul Lotrioara), pînza de

Institutul Geologic al României

Argeș (grupul Cumpăna), și pînza de Dîmbovicioara (grupul Leaota). Alte unități tectonice (digitația Ciuma, solzul Cornet) reprezintă complicații ale acestor pînze.

Întrucît în ceea ce privește șariajele există și părerea că acestea au fost reluate (Săndulescu, 1984) și că vîrsta lor stabilită pe baza relațiilor actuale cu depozitele sedimentare reprezintă în fapt ultimul moment de mișcare, se vor descrie unitățile în ordine cronologică impusă de aceste relații, revenind apoi asupra considerațiilor privind eventualele mișcări mai vechi.

3.1. Pînza de Valea lui Stan

Planul de șariaj al acestei unități a fost identificat la nord de Lotru de către Schmidt (1930) și Streckeisen (1934) și considerat de acesta din urmă planul pînzelor superioare, iar de către Codarcea et al. (1967), planul pînzelor supragetice. După Streckeisen, prin acest plan vin în contact cu pînza getică cele trei unități superioare distinse de acesta : de Făgăraș, de Leaota și de Cozia. Negat de Ghika-Budești (1940), el este conturat apoi cu acurateță de către Dessila-Codarcea (1962) care delimitează astfel „pînza șisturilor cu porfiroblaste de albit". În Valea lui Stan, planul a fost pus în evidență de Gheuca (în Lupu et al., 1978), care apoi corelează cele două segmente de la nord și de la sud de Lotru (în Ștefănescu et al., 1979) sub numele de unitatea de Valea lui Stan. Ulterior, la redactarea foii Titești s-a preferat numele de unitatea de Călinești.

Hann, Szász (1984) și Hann în foaia Titești (Ștefănescu et al., 1982) separă între pînza de Călinești și cea de Făgăraș („de Argeș" în lucrarea de față) și „unitatea de Cîineni". Mai recent, Hann și Balintoni (1985) consideră că unitățile tectonice numite Călinești și Cîineni reprezintă de fapt digitații ale aceleiași pînze. Deși prin aceasta se recunoștea inconsistența argumentelor care au dus la separarea unității de Cîineni (sensu Hann, Szász, 1984) și în pofida faptului că unitatea de Călinești (= unitatea de Valea lui Stan) fusese anterior definită, primul nume a fost adoptat acum pentru întreaga pînză.

În harta prezentată în această lucrare, metamorfitele considerate de Hann și Szász (1984) și Hann (în Ștefănescu et al., 1982) parte componentă a unității de Cîineni, se împart între pînza de Argeș și cea de Valea lui Stan.

Structura tectonică generală a acestei pînze este orientată nord-sud (NNV-SSE la nord de valea Uria și NNE-SSV la sud de ea), cu înclinări generale către est, cu o inflexiune aproape est-vest în zona muntelui Gorganu.

Formațiunea de Vasilatu, de vîrstă coniacian-santoniană (Szász, 1976) constituie cuvertura post-tectonică a pînzelor de Valea lui Stan și Uria (Hann, Szász, 1984). Întrucît sub planul de șariaj sînt prinse depozite cenomaniene medii și superioare (Szász, în Hann, Szász, 1984), vîrsta șariajului este considerată turoniană.

3.2. Pînza de Argeș

A fost definită astfel, de către Balintoni et al. (1984), unitatea tectonică alcătuită din grupul Cumpăna. În Făgărașul de est ea pre-

Institutul Geologic al României

zintă o complicație secundară — digitația Ciuma.

Structura internă a acesteia reprezintă un homoclin orientat ENE-VSV, cu înclinări sudice mari, pînă la verticală. Cu totul local se întîlnesc și înclinări spre nord, urmare probabilă a unei ondulări largi a stivei. Aspectele de cutare izoclinală afirmate de diferiți cercetători anteriori (Arion et al., 1965, 1966, 1967, 1968), ca și concepția unui mare anticlinal cu gnaisele de Cumpăna în ax (Reinhard, 1909; Dimitrescu, 1976) nu se justifică în raport cu contextul litostratigrafic.

Pînza de Argeș șariază în partea sa vestică formațiunea de Vasilatu, între Cornet și bazinul văii Olănești.

Cuvertura ei sedimentară cuprinde, în aceeași regiune, o secvență subțire de megabrecii sudate, transgresive pe metamorfite. Gheuca (în Ștefănescu et al., 1979), considerînd că acestea reprezintă baza formațiunii de Brezoi (Szász, 1976), atribuie toată această formațiune cuverturii sedimentare a pînzei. În 1981 Ștefănescu și Gheuca constată că în valea Călinești numai o parte din aceste brecii și conglomerate sînt afectate de planul de șariaj. Contradicțiile se rezolvă în 1985, cînd Balintoni, Szász și Gheuca constată că aceleași relații există și pe cumpăna dintre Valea lui Stan și valea Olănești și că în fapt megabrecia sudată reprezintă cuvertura sedimentară a pînzei, iar formațiunea de Brezoi, cuvertura sa post-tectonică. Întrucît există o veche denumire pentru această secvență inferioară, și anume „brecia de Brezoi" (Mrazec, Murgoci, 1898), este recomandabilă păstrarea ei cu această semnificație.

În partea extrem estică a pînzei de Argeș (Făgărașul de est), cuvertura sa sedimentară cuprinde, în zona izvoarele Birselor-Sinca, depozite permiene, triasice inferioare și medii, și apțiene (Săndulescu, 1976). Contactul tectonic cu pînza de Dîmbovicioara se face după un plan practic vertical între Poiana Mărului și izvoarele Dîmboviței, către sud-vest acesta fiind ușor deversat către nord. La est de regiunea studiată, între Tohan și Codlea, pînza de Argeș încalecă depozite cretacic superioare.

3.2.1. *Digitația Ciuma*

De la Valea Colții lui Andrei, afluent drept al Dîmboviței, o complicație tectonică secundară, cu amplitudine tot mai mare către est, se produce în interiorul grupului Cumpăna, făcînd ca în Bîrsa Groșetului și în Bîrsa lui Bucur formațiunea de Cumpăna să vină în contact cu metamorfite de la partea mediană a formațiunii de Măgura Cîinenilor. Planul acesteia, cu vergență sudică, a fost trasat de Gheuca (în Heredea et al., 1979) în bazinul Bîrselor, iar recent în bazinul Dîmboviței. El a fost considerat ulterior planul unității de Bîrsa lui Bucur (Nedelcu, Anton, 1984), planul pînzei de Moldoveanu (Balintoni et al., 1984) sau planul pînzei de Bîrsa Fierului (Săndulescu, 1984).

Vîrstele radiometrice obținute pe roci din apropierea acestui plan, de 102-114 m.a. (Lemne et al., 1983), sînt mezocretacice. Cum șariajul pînzei de Argeș nu este în nici un caz mai vechi, rangul acestei complicații tectonice este acela de digitație.

Institutul Geologic al României

3.3. Pînza de Dîmbovicioara

Definită ca pînza de Brașov-Dîmbovicioara (Săndulescu, 1976), aceasta cuprinde metamorfite ale grupului Leaota. I. Gheuca și I. Dinică (date inedite) consideră că cel puțin la vest de Zărnești acestea se prezintă unitar, fără complicații tectonice secundare. Metamorfitele reprezentate pe hartă alcătuiesc flancul de nord al sinclinalului Călușu (Gherasi, Dimitrescu, 1964). Ele prezintă înclinări relativ mari către sud-est în zona Ghițu-Iezer, iar către est sînt redresate la verticală sau chiar deversate către sud. De-a lungul liniei tectonice cu pînza de Argeș, în zona de izvoare a Dîmboviței, apar din loc în loc gnaise albe care conțin pe alocuri amfibolite. Atribuirea lor formațiunii de Vidraru implică considerarea lor ca lame de rabotaj pe planul de șariaj.

Cuvertura sedimentară are diferite alcătuiri. Dacă, așa cum pare cel mai probabil, pînza de Dîmbovicioara se continuă în zona Tohan-Holbav, atunci ea suportă aici seria sedimentară de Brașov (Săndulescu, 1976). Calcarele triasice de la Poiana Mărului stau, așa cum am constatat într-un profil de recunoaștere, fie pe metamorfitele grupului Leaota, fie ca lambouri pe contactul tectonic cu pînza de Argeș. În zona Piatra Craiului-Bucegi se dezvoltă seria sedimentară de Dîmbovicioara (Jurasic mediu-Apțian). Cele mai vechi depozite din horstul Coziei, gresii calcaroase de vîrstă senonian superioară, reprezintă primul termen al cuverturii post-tectonice.

3.4. Solzul Cornet

Deși intersectează numai formațiunile pînzei de Argeș, avînd în vedere că această complicație tectonică este ulterioară constituirii edificiului de pînze, se va trata separat.

În zona satului Călinești, încălecarea metamorfitelor peste formațiunea de Brezoi a fost remarcată de Popescu-Voitești (1918) și confirmată de Szász (1976). Prelungirea ei către nord, așa cum apare în lucrarea de față, a fost pusă în evidență de Gheuca (în Ștefănescu et al., 1979), de astă dată între formațiuni metamorfice. Hann și Szász (1984) consideră că încălecarea din zona satului Călinești reprezintă fruntea unității de Făgăraș (pînza de Argeș în lucrarea de față), reluată în mișcări post-maastrichtiene. Aceștia consideră că la nord de Călinești planul solzului Cornet (în accepția dată în această lucrare) reprezintă o falie — falia Oltului — ce se poate urmări cel puțin pînă la nord de Cîineni.

Solzul Cornet se dezvoltă la sud de localitatea Racovița în interiorul pînzei de Argeș, respectiv al metamorfitelor grupului Cumpăna și al cuverturii sale sedimentare (formațiunea de Brezoi); la nord reia planul dintre aceasta și pînza de Valea lui Stan. Deosebirile de litologie, de succesiuni și de direcții structurale între metamorfitele din cele două compartimente ale sale sînt o dovadă că deplasarea pe acest plan de încălecare a fost relativ importantă.

Institutul Geologic al României

3.5. Tectonica disjunctivă

O serie de falii transversale pe structura metamorfitelor grupului Cumpăna, de direcție NV-SE, afectează edificiul structural cretacic superior. Cele care au putut să fie puse în evidență la această scară de cartare sînt faliile Boița-Grebleşti, o falie locală în cursul mediu al Topologului, falia Cumpeniţa şi falia Bîrsei.

Falia Boița-Grebleşti este o falie pusă mai de mult în evidență (semnalată, spre exemplu, în foaia Sibiu a Hărții geologice a R.S.R., scara 1 : 200 000) şi pe care Balintoni et al. (1986) şi Hann şi Balintoni (1985) o consideră prelungirea faliei Oltului (sensu Hann, Szász, 1984) în amonte de Cîineni. Dacă la NV de Grebleşti ea formează limita dintre pînzele de Argeş şi de Valea lui Stan, în zona Grebleşti şi mai spre SE produce decroşări aparente, relativ reduse în cadrul stivei grupului Cumpăna.

Falia Cumpeniţa este cea mai importantă ca amplitudine, ea decroşînd cu 4-5 km reperele litostratigrafice ale grupului Cumpăna. Atît din faptul că reperele sînt practic verticale, cît şi din tendinţa de aliniere a acestora după direcţia faliei, trebuie să admitem că avem de-a face cu o falie de decroşare dextră. Prezenţa cataclazitelor şi a milonitelor puternic dezvoltate şi ramificaţiile frecvente îi sînt caracteristice. Înspre sud se ramifică divergent, astfel că în masivul Ghiţu avem de-a face cu mai multe falii, cea mai evidentă fiind cea care delimitează spre est horstul Coziei. Ultimele depozite afectate de ea sînt de virstă paleogenă (Eocen), iar primele care o blochează sînt miocen inferioare. Porţiuni din această falie au fost figurate de Arion et al. (1966) în zona Cumpăna. După informaţiile puse la dispoziţie de către I. Stelea (date inedite, 1984), această falie secţionează întregul edificiu de metamorfite ce alcătuiesc munţii Făgăraş, pînă la limita cu depozitele sedimentare neogene ale depresiunii Transilvaniei, cu decroşări la fel de importante pe versantul nordic, în bazinul Moaşei Avrigului.

Falia Bîrsei. În Bîrsa lui Bucur planul dintre pînza de Argeş şi cea de Dîmbovicioara suferă o decroşare cartografică dextră de peste 5 km şi odată cu aceasta şi reperele litostratigrafice din aceste unităţi tectonice, după o falie de direcţie VNV-ESE. În prelungirea unei falii, care la Zărneşti pune în contact depozitele jurasice din Piatra Craiului cu cele paleogene (Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 200 000, foaia Braşov), Nedelcu şi Anton (1984) au figurat pentru prima dată falia Bîrsei în cadrul metamorfitelor. Aceasta nu afectează planul şi nici reperele din compartimentul superior digitaţiei Ciuma, situaţie pentru care o explicaţie adecvată este deocamdată greu de găsit.

Date fiind direcţiile şi vîrsta faliilor descrise mai sus, vîrstă ulterioară blocării mişcărilor importante dintre domeniul Carpaţilor Meridionali şi cel al platformei moesice, se poate admite cu un mare grad de siguranţă că aceste falii sînt un reflex al celor de aceeaşi direcţie, puse în evidentă în cadrul acestei platforme.

Institutul Geologic al României

Falia Coziei. În afară de faliile transversale descrise mai sus, o importantă falie de direcție E-V, pusă în evidență pentru prima dată de Reinhard (1909), delimitează la nord horstul Coziei. Din relațiile cu depozitele sedimentare se poate stabili vîrsta ei ca fiind post-eocenă și pre-miocen inferioară. Într-adevăr, peste metamorfitele milonitizate, gipsurile de Sărata miocen inferioare (Ștefănescu, 1978) se așternt transgresiv, așa cum se poate constata în versantul drept al Văii Lupului (malul lacului Vidraru). Aceste depozite se pot urmări către vest, bordînd marginea sudică a depresiunii Loviștei (Ghika-Budești, 1958, care le consideră eocene ; Arion et al., 1966), pînă în bazinul Topologului. Depozite de aceeași vîrstă — formațiunea de Podeni (Ștefănescu et al., 1982) — alcătuiesc baza cuverturii sedimentare a depresiunii pe rama sa nordică, astfel că, începînd cu depozitele miocen inferioare, forma structurală a depresiunii Loviștei este cea de sinclinal.

4. Considerații asupra vîrstei și importanței planelor de șariaj

Pe bază de observații directe sau de considerații mai generale, în cadrul regiunii studiate au fost evidențiate mișcări de constituire a unităților tectonice, mergînd de la cele mezocretacice pînă la cele laramice. Îndeosebi mișcările mezocretacice sînt foarte greu de dovedit în această arie, astfel că o discuție asupra importanței lor (Săndulescu, 1984, le consideră mișcări principale) se impune de la sine.

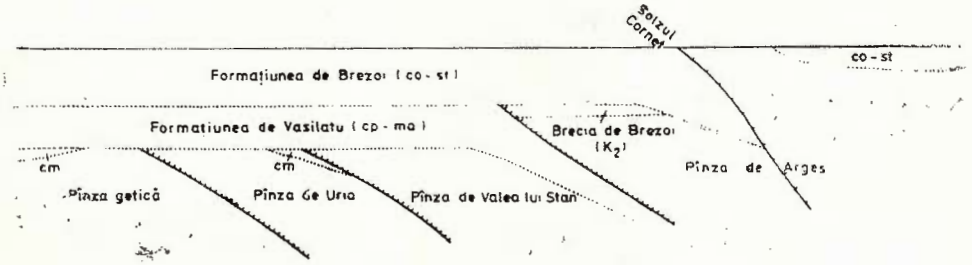


Fig. 2 — Secțiune geologică sintetică în Valea Oltului.
Synthetic geologic section in the Olt Valley.

În Valea Oltului, relațiile dintre diferite unități tectonice au fost figurate într-o secțiune geologică sintetică (fig. 2), pe baza următoarelor observații :

— planul pînzei de Valea lui Stan încalecă depozite cenomaniene;

— formațiunea de Vasilatu (Coniacian-Santonian) reprezintă cuvertura post-tectonică a șariajelor pînzelor de Valea lui Stan și Uria ; ea nu este cunoscută în cadrul pînzei de Argeș ;

— brecia de Brezoi reprezintă cuvertura pînzei de Argeș ;

Institutul Geologic al României

— cuvertura post-tectonică a tuturor pînzelor de șariaj din Valea Oltului începe cu formațiunea de Brezoi (Campanian-Maastrichtian); prezența acesteia în ambele compartimente ale solzului Cornet, deși cu o oarecare diferență de grosime, arată că aceasta reprezintă o complicație tectonică secundară.

În raport cu cele de mai sus se poate da următoarea interpretare: pînza de Uria și pînza de Valea lui Stan sînt pre-senoniene; ultima dintre ele este mediteraneană (sau admite și mișcări de această vîrstă); planul pînzei de Argeș are în această zonă vîrsta intra-senoniană; solzul Cornet are vîrsta laramică.

În partea de est a munților Făgăraș se pot sintetiza următoarele observații:

— în apropierea planului digitației Ciuma s-au determinat vîrste radiometrice de 102-114 m.a. (Mezocretacic);

— în extremitatea estică a masivului Făgăraș, depozite vraconian-cenomaniene de același facies acoperă discordant toate unitățile tectonice;

— în aceeași zonă, „falia Holbavului" afectează aceste depozite, care au continuitate de sedimentare pînă în Senonianul superior.

Aceste date se pot interpreta astfel: șariajul pînzei de Argeș peste pînza de Dîmbovicioara este mezocretacic; digitația Ciuma reprezintă o complicație tectonică a pînzei de Argeș; alte structuri tectonice majore — sinclinalul Călușu în domeniul pînzei de Dîmbovicioara, deversarea stivei metamorfitelor grupului Cumpăna către nord — s-au conturat în principal în Mezocretacic; mișcările laramice au avut aici un rol secundar.

În acest fel, pînza de Argeș, așa cum a fost definită în lucrarea de față, este delimitată spre vest, respectiv spre sud-est, de plane cu importanță diferită la diverse momente tectogenetice.

Multe din aspectele tratate în această lucrare au fost discutate pe larg cu colegii mei I. Balintoni și I. Dinică. Direct sau indirect, ei au contribuit astfel la închegarea acesteia, fapt pentru care le aduc cele mai calde mulțumiri.

BIBLIOGRAFIE

Arion M., Popa Gh., Ceaușu N., Ignat V., Pitulea G., Andrei A. (1965) Raport, arhiva IPGG, București.

— Popa Gh., Ceaușu N., Andrei A., Teodoreanu V. (1966) Raport, arhiva IPGG, București.

— Ceaușu N., Andrei A., Teodoreanu V., Nedelea N. (1967) Raport, arhiva IPGG, București.

— Andrei A. (1968) Raport, arhiva IPGG, București.

— Ignat V. (1970) Considerații asupra migmatitelor din versantul sudic al munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol.*, LVI/1, p. 151-166, București.

Balintoni I. (1975) Studiul petrogenetic comparativ al unor migmatite din munții Făgăraș și Sebeș. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLIV, București.

Institutul Geologic al României

— (1984) Polymetamorphism, a discussion based on examples from the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 7-15, București.

— Hann H. P., Gheuca I., Nedelcu L., Conovici M., Dumitrașcu G., Gridan T. (1986) Considerații asupra unui model structural preliminar al cristalinului Carpaților Meridionali de la est de Olt. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p. 23-44, București.

— Hann H. P., Gridan T., Conovici M., Dumitrașcu G., Conovici Natalia, Șerbănescu Ana (1984) Raport, arhiva IGG, București.

Balintoni I. (1986) Successions and types of mineral generation in some Carpathian metamorphics. In : Craig J. R., Hagni R. D., Kiesl W., Lange I. M., Petrovskaia N. V., Shadlun T. N., Ududbașa G., Augustithis S. S. (edit.), Mineral Parageneses, Theophrastus Publications, Athens.

Codarcea Al., Lupu M., Dessila-Codarcea M., Lupu D. (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. St. cerc. geol., geogr., geofiz., Geol., 12, 2, p. 387-392, București.

Dessila-Codarcea M. (1962) Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi-Călinești-Robești. Comunic. Acad. RPR, XII, 5 p. 283-288, București.

— (1965) Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari-Cisnădioara-Sadu *Com. Geol., Memorii*, VI, București.

— Stancu J. (1968) Text explicativ la harta geologică a RSR, sc. 1 : 200 000, foaia Sibiu, Com. Stat Geol., București.

Dimitrescu R. (1963) Structura geologică a părții centrale a Munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V, II, p. 17-29, București.

— (1976) Macrostructure et microstructure dans les roches cristallines du massif de Făgăraș (Roumanie). *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 20/1, p. 103-108, București.

— (1978) Structure géologique du massif cristallin Făgăraș-Ezer-Leaota. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géol.*, 22, p. 43, București.

— Ștefănescu M., Rusu A., Popescu B. (1976) Harta geologică a RSR. sc, 1 : 50 000, foaia Nucșoara-Iezer, Inst. Geol. Geofiz., București.

— Murariu T. (1982) Asupra granitelor de Lalu (Munții Iezer). *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Geol.-Geogr.*, XXVIII, p. 17-19, Iași.

— Murariu T. (1984) Pétrochimie de la formation des amphibolites de Bughea et le problème des éclogites. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Geol.-Geogr.*, XXX, p. 11-16, Iași.

— Hann H. P., Gheuca I., Ștefănescu M., Szász L., Mărunțeanu Mariana, Șerban Eliza, Dumitrașcu G. (1985) Harta geologică a RSR, sc. 1 : 50 000, foaia Cumpăna, Inst. Geol. Geofiz., București.

Fyfe W. S. (1976) Heat flow and magmatic activity in the Proterozoic. Phil. Trans. R. Soc. London, A, 280, p. 655-660.

Gherasi N., Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Râul Târgului). *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 1, p. 13-25, București.

— Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Geol.*, XXXV, p. 47-104, București.

Gheuca I., Dinică I., (1981) Asupra genezei granitului de Albești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII, 1, p. 245-263, București.

— Dinică I. (1986) Litostratigrafia și tectonica cristalinului Leaotei între Albești-valea Ghimbav-valea Bădeanca (Iezer-Leaota). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p. 87-95, București.

Institutul Geologic al României

Ghika-Budeşti Şt. (1938) Les facies cristallophylliens du groupe getique dans la région du défilé de l'Oit. Leur répartition et leur rapport. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII, p. 16-33, Bucureşti.

— (1940) Les Carpates Méridionales Centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Géol. Roum.*, XX, p. 175-220, Bucureşti.

— (1958) Depresiunea intramontană a Loviştei şi creasta horstului Cozia. *St. cerc. geol.*, III, 1-2, p. 61-78, Bucureşti.

Glikson A. Y. (1979) Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth Sci. Rev.*, 15, p. 1-73.

Hann H. P. (1983) Zur Deutung der Eklogitvorkommen in Căpăţîna massiv (Südkarpaten). *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géol.*. 27, p. 15-21, Bucureşti.

— Szász L. (1984) Geological structure of the Olt Valley between Cîineni and Brezoi (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5, p. 23-37, Bucureşti.

— Balintoni I. (1987) Structura geologică a Văii Oltului între Răşinari şi Cîineni. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, p. 117-128, Bucureşti.

Hedberg H. D. (edit.) (1979) Guide stratigraphique international. Doin éditeurs, Paris.

Heredea N., Rădulescu Fl., Gheuca I., Ardelean P. (1979) Raport, arhiva IGG, Bucureşti.

Kröner A. (1977) Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa — ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, p. 101-135.

Lemne M., Savu H., Ştefan A., Borcoş M., Russo-Săndulescu D., Udubaşa G., Vâjdea E. (1983). Raport, arhiva IGG, Bucureşti.

Manilici V. (1955) Cercetări petrografice şi geologice în regiunea Rîul Doamnei-rîul Cernat. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, p. 231-250, Bucureşti.

Mrazec L., Murgoci G. (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897, III. Munţii Lotrului. Raport înaintat Minist. Agricult., Bucureşti.

Nedelcu L., Anton L. (1984) Tectonique de la région des sources de la vallée de Bîrsa (Monts Făgăraş). *D. S.Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5, p. 83-96, Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1918) Pînza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului, cu date noi asupra structurii acestei văi. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, p. 1-15, Bucureşti.

Popovici I. L. (1978) Contribuţii la orizontarea litostratigrafică şi stabilirea vîrstei metamorfitelor din munţii Iezer, Păpuşa şi Leaota. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/5, p. 123-139, Bucureşti.

Reinhard M. (1909) Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului (clina română). *An. Inst. Geol. Rom.*, III, p. 165-223, Bucureşti.

Săbău G., Tatu M., Găbudeanu D. (1986) New data regarding the Leaota Mts Eclogites. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1 (1983; 1984), p. 325-338, Bucureşti.

Săndulescu M. (1976) La corrélation structural du tronçon oriental avec celui méridional des Carpates roumaines. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 177-194, Bucureşti.

— (1984). Geotectonica României. Edit tehnică, 336 p., Bucureşti.

Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificaţiile nord-estice ale munţilor

Institutul Geologic al României

Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV, p. 15-20, București.

Ștefănescu M. (1978) Teza de doctorat, Universitatea din București.

— Szász L., Popescu B., Hann H. P., Gheuca I., Ștefănescu M., Bratu E., Piliuță A.-M., Rusu A., Gheța N., Popescu D. (1979) Raport, arhiva IGG, București.

— Szász L., Hann H. P., Gheuca I., Ștefănescu M., Bratu E., Piliuță A.-M., Gheța N., Rusu A. (1980) Raport, arhiva IGG, București.

— Szász L., Hann H. P., Gheuca I., Ștefănescu M., Bratu E., Piliuță A.-M. (1982) Raport, arhiva IGG, București.

Szász L. (1976) Biostratigrafia și paleontologia Cretacicului superior din bazinul Brezoi (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 4, p. 189-220, București.

Turner F., Weiss L. E. (1963) Structural analysis of metamorphic tectonite. Mc Graw Hill, New York.

THE SOUTHERN SLOPE OF THE FĂGĂRAȘ MOUNTAINS, LITHOSTRATIGRAPHY AND TECTONICS

(Summary)

This paper aims mainly at lithostratigraphically subdividing the metamorphics from the southern slope of the Făgăraș Mountains, between the Olt Valley and the Upper Bîrsa Basin.

The Cumpăna Group is represented by a homoclinal pile trending ENE-WSW, showing great general dips southwards. Taking into account the disposition of the sedimentary deposits in the Bîrsa zone, it has been established that the metamorphics from the southern part of this pile constitute its stratigraphic base. The distinguished lithostratigraphic entities will be further described in the order of age from the older to the younger ones.

The Cozia Formation consists mainly of augen gneisses which subordinately comprise paragneisses, amphibolites and white gneisses.

The Cumpăna Formation comprises the sequence of Cumpăna type gneisses.

The Colții Cremenii Subformation is a 1.5-2 km wide band of linear gneisses which in places contains in its core massive gneiss nuclei. From the Rîul Doamnei Brook eastwards this band loses to a certain extent its individuality, a paragneiss intercalation developing within it.

The Muntele Lăcșor Subformation comprises amphibolites with large garnets and retromorphic eclogite structures (Valea Bolovanului Amphibolites), paragneisses and augen gneisses.

The Iedu Subformation comprises Lespezi Gneisses (augen gneisses with megablasts of up to 10-15 cm), the central facies of which, massive, granitic, initially designated (Reinhard, Streckeisen, Ghika-Budești) *Cumpăna Gneisses, bordered by amphibolites. The thickness of this* marker is of 300-400 m in the Argeș Basin.

Topolog Formation. An alternation of paragneisses, augen, linear or white gneisses, amphibolites and micaschists develops north of the

Institutul Geologic al României

sequence with Cumpăna type gneisses, reaching about 3-4 km in width. A micaschist band can be noticed towards the median part, followed by an assemblage of augen gneisses, white gneisses and amphibolites, the latter comprising in places eclogite nuclei. Towards the upper part the augen or linear gneisses comprise also nuclei of massive granitic rocks.

The Măgura Cîinenilor Formation consists mainly of micaschists. Its upper boundary was placed at the first mappable carbonatic rocks.

The Topologel Subformation consists of micaschists (lower part) and paragneisses and micaschists (upper part), both comprising amphibolite and white gneiss intercalations.

The Picuiata Subformation comprises a band of garnet, disthen and staurolite phaneroblastic micaschists, with potassium feldspar centimetric (1-8 cm) crystalloblasts, with reduced amphibolite and white gneiss intercalations.

The Olanu Subformation comprises in its lower part paragneisses followed by micaschists and relatively retromorphic amphibolites at the top.

The Vemeşoaia Formation begins with 1-3 bands of carbonatic rocks greatly varying in thickness, followed by retromorphic quartzite paragneisses.

Lotrioara Group. Immediately west of the Olt River a characteristic sequence develops, constituting the body of the Valea lui Stan Nappe. Its lower part consists of garnet and staurolite micaschists, white gneisses, amphibolites. There follow augen gneisses and paragneisses, micaschists and paragneisses with albite porphyroblasts, intercalated with amphibolites and white (augen) gneisses.

Leaota Group. The existence of a tectonic contact between the Cumpăna and Leaota Groups up to west of the Argeş River indicates that the metamorphics from the Ghiţu massif belong to the letter group. Several lithostratigraphic entities were individualized in the Ghiţu-Rîul Doamnei Brook-Dîmbovicioara Brook springs zone.

The Vidraru Formation consists of granular and augen gneisses in the base and of granular-linear gneisses with amphibolite interbeds at the top.

The Mioarele Formation consists of biotite plane-parallel paragneisses, with thin amphibolite intercalations, comprising augen gneisses at the top.

The Iezer Formation consists of garnet micaschists (± albite porphyroblasts) with thin amphibolite interbeds.

The Voineşti Formation, which comprises in its base relatively retromorphic paragneisses (± plagioclase porphyroblasts) contacts the Cumpăna Group east of the Dîmboviţa River.

It follows from the above statements that the gneisses previously considered "migmatic" (augen, linear, granitic gneisses) in this area exhibit a lithostratigraphic control, thus characterizing the premetamorphic lithological basement. Also, eclogites occur as nuclei in amphibolites that are included in the lithostratigraphic sequence, excluding the hypothesis of their tectonic emplacement.

The above described groups constitute three overthrust nappes.

Institutul Geologic al României

The Valea lui Stan Nappe (Lotrioara Group) overthrusts westwards the Uria and Getic Nappes. The Vasilatu Formation (Coniacian-Santonian) represents the post-tectonic cover for the tectonic contacts among these units.

Argeș Nappe (Cumpăna Group). Its plane thrusts westwards, in the Olt Valley, over the Vasilatu Formation, while the Brezoi Formation (Campanian-Maastrichtian) overlies it transgressively, so that its age is quite certain.

The fact that the Vasilatu Formation is lacking in the Argeș Nappe, where a characteristic megabreccia develops — the "Brezoi Breccia", points to the importance of the overthrust of this nappe. The Argeș Nappe contacts south-eastwards the Leaota Group (Dîmbovicioara Nappe) after an almost vertical, probably Mesocretaceous plane that was resumed in the Laramian. From the Colții lui Andrei Valley (the Dîmbovicioara Brook springs) eastwards a complication within the Cumpăna Group — the Ciuma digitation — determines the thinning out of the median part of this group.

Dîmbovicioara Nappe (Leaota Group). At the boundary with the Cumpăna Group the metamorphics of the Leaota Group form the straight to overturned flank of a synclinal structure — the Călușu syncline. As against the sidementary rocks and the plane of the Argeș Nappe, this structure is (like the northward overturning of the Cumpăna Group) of Mesocretaceous age.

The disjunctive tectonics is represented by several faults striking NW-SE: the Boița-Greblești Fault, the Cumpenița Fault, the Bîrsa Fault and an E-W striking fault — the Cozia Fault — which delimits northwards the Cozia horst and is overlain transgressively by Lower Miocene deposits.

EXPLANATION OF PLATE

Geologic Map of the Southern Slope of the Făgăraș Mountains

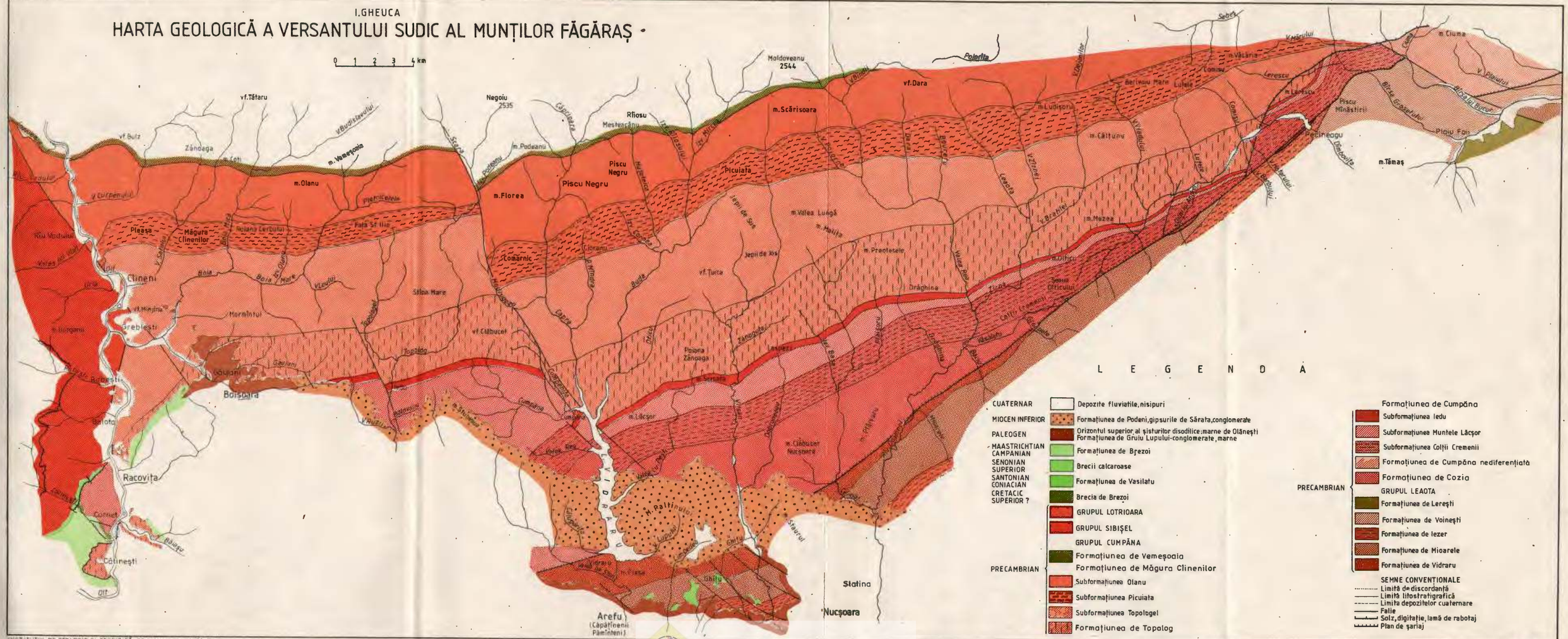
1, Quaternary: fluviatile deposits, sands; 2, Lower Miocene: Podeni Formation: Sărata Gypsa; conglomerates; 3, Paleogene: dysodile schist upper horizon; Olănești Marls; Gruiu Lupului Formation: conglomerates, maris; 4, Maastrichtian-Campanian: Brezoi Formation; 5, Upper Senonian: limy breccias; 6, Santonian Coniacian: Vasilatu Formation; 7, Upper Cretaceous (?): Brezoi Breccia. Precambrian: 8, Lotrioara Group; 9, Sibișel Group: Cumpăna Group. 10, Vemeșoaia Formation. Măgura Cîinenilor Formation; 11, Olanu Subformation; 12, Picuiata Subformation; 13, Topologel Subformation; 14, Topolog Formation. Cumpăna Formation. 15, Cumpăna Formation — undifferentiated; 16, Iedu Subformation; 17, Muntele Lăcșor Subformation; 18, Colții Cremenii Subformation; 19, Cozia Formation; Leaota Group: 20, Lerești Formation; 21, Voinești Formation; 22, Iezer Formation; 23, Mioarele Formation; 24, Vidraru Formation; 25, unconformable boundary; 26, lithostratigraphic boundary; 27, boundary of Quaternary deposits; 28, fault; 29, scale, digitation; "rabotage" outlier; 30, overthrust plane.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

I.GHEUCA

HARTA GEOLOGICĂ A VERSANTULUI SUDIC AL MUNȚILOR FĂGĂRAȘ


0 1 2 3 4 km
Moldoveanu 2544
Negoiu 2535
Rîiosu
Mestecănîș
vf.Dara
m.Scărișoara
vf.Tătaru
vf.Bulz
Zănoaga
m.Coțu
m.Venerosa
m.Olanu
Piscu Negru
m.Florea
Piciuiata
m.Căiturou
m.Ludișoru
m.Văcărișa
Lerescu
Piscu Mînăstirii
Piciu Foii
m.Tămaș
Clineni
Mărgura Clinenilor
Pleașa
Sîlișa Mare
Mormîntul
Comărnic
vf.Turcu
m.Vălea Lungă
m.Halița
m.Prectosele
Jepii de Jos
Jepii de Sus
Drăghica
m.Mezea
m.Dîlcu
Semnul Dîlcului
vf.Clăbucet
Poiana Zănoagei
m.Lăcșor
m.Clăbucet Nucșoara
Bîrsoara
Racovița
Cătinești
Arefu
(Căpățînenii Pămînteni)
Slatina
Nucșoara
M.Paltinului
Ghilcoș
Ghilcoș Mic
Vidraru
Lacul Vidraru
Valea Rea
Valea Rece
Valea Mare
Valea Lupului
Valea Ghilcoș
Valea Stîrcului
Valea Vidraru
Valea Cumpănii
Valea Clăbucetului
Valea Zănoagei
Valea Lerescu
Valea Bîrsei
Valea Brezei
Valea Dîlcului
Valea Caltii Cremenii
Valea Vasilatu
Valea Podeanu
Valea Podișorului
Valea Piciuiata
Valea Căiturou
Valea Ludișoru
Valea Văcărișa
Valea Lerescu
Valea Piciu Foii
Valea Bîrsei Groapelor
Valea Bîrsei Bîlcului
Valea Tămașului
Valea Dîmbovița
Valea Cîrpenului
Valea Cîrpenișului
Valea Rîu Vadului
Valea lui Vlad
Valea Boia
Valea Boia Mare
Valea Boia Mică
Valea Cerbului
Valea Sf.Ilie
Valea Mînăstirii
Valea Mormîntului
Valea Gaviani
Valea Bălotei
Valea Racovița
Valea Cumpăna
Valea Cătinești
Valea Arefu
Valea Oltului
Valea Sebeș
Valea Mărcușului
Valea Cîlnicului
Valea Cîlnicu
Valea Cîlnicului
Valea Cîlnicului
Valea Cîlnicului

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 119—128

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE OLT VALLEY BETWEEN RĂŞINARI AND CÎINENI (SOUTH CARPATHIANS) [1]

BY

HORST PETER HANN [2], ION BALINTONI [2]

Tectonic Units. Lotru Nappe. Boia Nappe. Uria Nappe. Cîineni Nappe. Laramian tectonics. Metamorphic rocks. Precambrian. Amphibolite facies with almandine. South Carpathians — Crystalline Supragetic and Getic domains — Lotru-Mountains ; Cibin Mountains.

Abstract

The investigations demonstrated that the tectonic units described by Hann and Szász (1984) between Cîineni and Brezoi, Uria, Cîineni and Făgăraş (Boia respectively, Balintoni et al., 1986) can be noticed towards north and have the same features up to Răşinari-Cisnădioara-Boiţa, namely to the limit with the Transylvanian Basin. NW of Cîineni, another unit — Măgura — was recognized being correlated with the same name unit which was pointed out by Dessila-Codarcea (1965) in the Răşinari-Cisnădioara-Sadu region. The Sibişel Subgroup is unitary, concerning the associations of component rocks (amphibolites, crystalline limestones, quartz paragneisses, micaceous paragneisses) ; it represents a Precambrian crystalline which was metamorphosed initially in the facies of almandine amphibolites which was intensely retromorphosed and later laminated; therefore, it has a strongly polyretromorphic character. Owing to its metamorphic history, its petrographic features and lithostratigraphic associations, the Sibişel Subgroup seems to be a typical subdivision of the Negoi Group. The characteristic formations of the Măgura Unit and Cîineni one obviously have the features of the Cumpăna Subgroup, easily integrating in the Sebeş-Lotru Group. We mention that both the Boia Nappe and the tectonic units of the Lotru Nappe, which crop out along the Olt, are completely constituted of the Precambrian metamorphics, initially metamorphosed in the facies of almandine amphibolites.

Résumé

Structure géologique de la vallée de l'Olt entre Răşinari et Cîineni (Carpathes Méridionales). Les recherches effectuées ont démontré que les unités tectoniques decrites par Hann et Szász (1984) entre Cîineni et Brezoi-Uria, Cîineni et Făgăraş (à savoir Boia, Balintoni et al., 1986), peuvent être observées vers le nord, ayant les mêmes caractères, jusqu'à Răşinari-Cisnădioara-Boiţa, c'est-à-dire la limite

[1] Received on March 1, 1985, accepted for communication and publication on March 2, 1985, presented in the meeting on March 22, 1985.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

avec le bassin de Transylvanie. On a reconnu, à nord-ouest de Cîineni, une autre unité — de Măgura —, qui est corrélée avec l'unité ayant le même nom, mise en évidence par Dessila-Codarcea (1965) dans la région Rășinari-Cisnădioara-Sadu. Le sousgroupe Sibișel est unitaire en ce qui concerne les associations de roches qui le composent (amphibolites, calcaires cristallins, paragneiss quartzitiques, paragneiss micacés) et représente un cristallin précambrien métamorphosé initialement au faciès des amphibolites à almandine, intensement rétromorphosée et laminée ultérieurement, donc il étale un caractère polyrétromorphe. Par son histoire métamorphe, par ses propriétés pétrographiques et par les associations lithologiques, le sousgroupe Sibișel semble être une sous-division typique du groupe Negoi. Les formations caractéristiques pour l'unité de Măgura et de Cîineni présentent, évidemment, les propriétés du sousgroupe Cumpăna, en s'encadrant sans difficulté au groupe Sebeș-Lotru. Nous mentionnons que tant la nappe de Boia, que les unités tectoniques de la nappe de Lotru qui affleurent au long de l'Olt, sont formées entièrement de métamorphites précambriennes, métamorphosées initialement au faciès des amphibolites à almandines.

Introduction

Our investigations in the Olt left slope, north of Cîineni and up to Rășinari-Gura Rîului (Pl.), are directly related to 1981 studies of Hann and Szász (1984) at south between Cîineni and Brezoi and of Balintoni et al. (1984) at east in the Făgăraș massif. These data proved the continuity towards north, respectively west, of various tectonic units, which are pointed out on these occasions and of lithostratigraphic formations they include. At the same time, NW of Cîineni, another tectonic unit — Măgura Nappe — was recognized and mapped ; this fact again drew attention on the concentration, along the Olt Valley, of the outcrop area of several tectonic units respectively on the importance of the Olt Valley geology to understand the structural assemblage of South Carpathians central-eastern sector.

Evolution of Ideas Concerning the Geological Structure of the Investigated Area

Generally this sector was less investigated than the region in the south between Cozia Mts and Cîineni. First geologist, who studied this region structures was Popescu-Voiteşti (1918). He imagined the Bucegi Nappe conglomerates, where he included the Făgăraș massif too and drew the limit with the Getic Nappe along the Olt Valley. Later on, Schmidt (1931) remarked in the Olt Valley the changed direction of crystalline schists in the "Cumpăna gneiss and Făgăraș crystalline" from east-west to NNW-SSE and showed that the "Lotru crystalline" disappeared near the Olt Valley to east, under the crystalline schists of the Făgăraș massif. He was also the first who showed that the crystalline of group I, separated by Mrazec (1899) and ascribed by Murgoci (1907) to the Getic Nappe, did not represent only one tectonic unit, but contained two or three more nappes. Streckeisen (1934) marked the line plane between the Getic Nappe and "upper tectonic units (Făgăraș-

Institutul Geologic al României

Leaota-Cozia)". This tectonic plane was noticed because of the mylonites, which often accompany it, crossing the Olt right tributaries. It was drawn between Rășinari-north and Valea lui Stan-south, being situated inside and over the schists of phyllite aspect; later on, they have been described by Dessila-Codarcea (1962, 1965), as the Sibișel Series.

Ghika-Budești (1939) denied the existence of some tectonic planes which can separate some units in this area. So, he made no progress for understanding the problems connected with the Olt Valley structure. He only recognized a succession of concordant schists situated in the anticlinal vaults, in the synclinal positions respectively, so he underlined the fact that the Cumpăna-Cozia Crystalline belong together with the Sebeș-Lotru Crystalline to an unitary Getic Nappe which has a perfect internal continuity.

On the occasion of her doctorship paper, Dessila-Codarcea (1965) progressed in the knowledge of the north Rășinari-Cisnădioara-Sadu region. The author exposed a structure in overthrusting nappes, distinguishing at its lower part the Valea Muntelui Unit which is constituted of Valea Muntelui Series (in fact the Getic Nappe composed of Sebeș-Lotru Series) and at its upper part the Măgura Unit, which is constituted of Măgura Series (paragneisses and ocular gneisses of Cumpăna type), which contains seven scales with western vergences, each of them having generally a common basement (Măgura Series) and a variable cover (Sadu Series, Steaza Subseries, Sibișel Series, Rășinari Series).

In 1967, Codarcea et al. issued a paper which shows that the Getic Nappe tectonically bears an upper unit, the Supragetic Unit, which often has at the base a paquet of Cozia type ocular gneisses; under the overthrusting line there is an epimetamorphic complex. The authors included the Făgăraș and Cozia massifs in the Supragetic Unit and the Iezer, Păpușa and Leaota massifs in the Getic Nappe. The Supragetic Unit overthrust is considered to be of Austrian age and so it is correlated with the Bucovinian Nappe emplacement. The Romanian geological map, scale 1 : 200 000, sheet Sibiu (Dessila-Codarcea et al., 1968) clearly reflects this conception.

Trifulescu (1972) did not admit the structure in overthrusting nappes and explained the tectonics of this region by means of a system of horsts (Făgăraș, Cibin) which are separated by Valea lui Stan-Rășinari graben.

Săndulescu dealt with the Supragetic units in general and with implications on our region as well. His ideas progressed as follows: in 1975, he stated to be uncertain the existence of a Supragetic Unit east of the Hațeg Depression. In 1980, he included the Făgăraș massif (without Iezer and Leaota Mts) in the Supragetic Nappe. In 1984, Săndulescu admitted to belong to the Supragetic units, all the tectonic units in the Olt Valley, which are situated on the Getic Nappe, sensu Balintoni et al. (1984); their emplacement was Mesocretaceous being partly retaken in the Early Laramian tectogenesis.

In 1975, it is drawn the sheet Sibiu of the Romanian geological map, scale 1 : 50 000, where there is also one part of the Rășinari-Sadu

Institutul Geologic al României

zone, most of the used data (Schuster, in Gheorghian et al., 1975) belonging to Dessila-Codarcea (1965).

Within this region, detailed investigations did Mânecan (1977, 1979 a, 1979 b, 1984), who, in some sectors, followed the Supragetic tectonic plane too, being similar to the conception of Codarcea et al. (1967) and Hann and Szász (1984). At the same time, he found the direction of the Olt fault, north of Cîineni.

Kräutner (1980 a) believed that on the Getic Nappe lay the Leaota Supragetic Nappes, constituted of Aluta Group, Iezer Series and Călinești and Făgăraș Formation, which is constituted of Aluta Group, Făgăraș and Cumpăna Series, all belonging to the Carpian Supergroup. Sibișel, Rîușorul Cisnădioarei and Rășiniari Series are considered by him and also by Dessila-Codarcea (1965) to be metamorphosed in the green schist facies and transgressively and discordantly situated on the more intensely metamorphosed rocks of the Sebeș-Lotru Group. At the same time, he associated these series to those of Căpîlna, Dăbîca, Miniș and Buceava, in the Cibin Group, which belongs to the Marisian Supergroup.

Hann and Szász (1984) stated that the crystalline schists of the Uria Formation (Sibișel Series, sensu Dessila-Codarcea, 1968) were not epimetamorphic but retromorphosed mesometamorphics and lay non-transgressively and discordantly on the crystalline formations of the Sebeș-Lotru Series, but they thrusted them along an overthrusting plane. Then, in the upper positions, there have been distinguished the Călinești, Cîineni and Făgăraș Units. These data are partly drawn within the 1 : 50 000 map, sheet Titești (Hann, Szász, in Ștefănescu et al., 1982). The tectonic plane situated between the Uria and Călinești Units is considered to be of intra-Turonian age (Mediterranean), because, under it there have been kept Cenomanian sediments and it is transgressively covered by Santonian-Coniacian deposits in Valea lui Stan.

Balintoni et al. (1986) separated within the Olt Valley two major overthrusting nappes, which are emplaced during the intra-Maastrichtian, therefore they are Laramian ones. At their turn, they are constituted of several tectonic Alpine pre-Laramian units. The upper nappe, which thrusts over the Vasilatu Formation (Coniacian-Santonian) and is transgressively covered by the Brezoi Formation (Campanian-Maastrichtian), is called the Boia Nappe. It includes the whole crystalline mass from east of the Olt, where the structures are mainly directed E-W. According to this conception, the Boia Laramian Nappe is constituted of the following pre-Laramian tectonic units : Dîmbovicioara, Holbav, Brașov, Argeș, Moldoveanu, Bîrsa Fierului and Strîmba.

The Lower Laramian unit called the Lotru Nappe is composed of the following pre-Laramian tectonic units : Severin, Getic, Uria, Călinești, Cîineni. This paper stresses the idea that the Călinești and Cîineni Nappes represent two subunits of the same bigger tectonic unit.

Argeș and Moldoveanu pre-Laramian Nappes crop out in the Boia Nappe within the Olt Valley. The Argeș Nappe is constituted of the Cumpăna Subgroup from the Sebeș-Lotru Group and the Moldoveanu Nappe is composed of the Făgăraș Subgroup from the Negoi Group. We mention that we agree Balintoni (1984) classification of the

Institutul Geologic al României

Crystalline, according to which the Precambrian Crystalline of the Getic Domain (sensu Murgoci, 1907) can be divided into two big types : one rich in crystalline limestones, amphibolites, micaschists, quartz paragneisses, without migmatites to which belongs the Negoi Group ; the other one is poor in carbonatic rocks and amphibolites, is mainly gneissic and intensely migmatized and here belongs the Sebeș-Lotru Group. The crystalline of the Getic, Călinești and Cîineni Nappes also belongs to the Sebeș-Lotru Group.

Tectonic Units within the Lotru Laramian Nappe (Balintoni et al., 1986)

Getic Nappe. Within the structural edifice of the region, it is situated at the lower and most western part. From petrographical point of view, it is constituted of mesometamorphic metamorphics of the Sebeș-Lotru Group (paragneisses, micaceous paragneisses, micaschists, amphibolites, migmatites, pegmatites and sometimes bodies of ultramafic rocks). At the upper part of the pile, near the tectonic contact with the Uria Nappe, the Măgura Nappe respectively, the rocks have often traces of dynamic metamorphism which accompanied the emplacement of the overthrusting nappes.

Măgura Nappe (Dessila-Codarcea, 1965). North of the Coasta Cîinenilor peak, between the Getic Nappe and Uria one, occurs a tectonic unit constituted of paragneisses and ocular gneisses of the Cozia type, which are characteristic for the metamorphics of the Cumpăna Subgroup, being oriented about NNW-SSE. These rocks are different from phaneroblastic schists which have frequent pegmatitic mobilizations in the Getic Nappe. The passage from one type to another type of rocks is all of a sudden, but the contact represented by the overthrusting plane is also marked by the laminations of the rocks in both units. This fact is well noticed in the Mogoș Valley (left tributary of the Lotrioara), in the Valea Muntelui (left tributary of the Sibișel) and in the Steaza river, near the Curmătura chalet. North of the Sadu Valley, the Măgura Nappe was mapped by Dessila-Codarcea (1965). In this region, it is widely developped because of the Cisnădioara-Sadu fault with the western compartment coming down, which caused a repetition of various units and of their component formations. In comparison with the above author, we also included in the Măgura Series, the Steaza Series ("blastodetrital gneisses"), which was separated by Dessila-Codarcea too (1965), because they represent in fact the Măgura ocular gneisses as well, but they are intensely cataclazed. We also mention the Rîul Sadului scale, whose occurrence widely spread the formations from this unit. Towards north, the Măgura Nappe does not reach the Cibin Valley, being already covered by the Neogene sediment of the Transylvanian Basin, east of Gura Rîului.

Uria Nappe (Hann, Szász, 1984). It develops between the Getic Nappe (south), Măgura one respectively (north) and Cîineni Nappe.

Institutul Geologic al României

The overthrusting plane, along which this unit formations thrust over the crystalline schists belonging to two different units is often marked by mylonites and strong laminations. This plane can be noticed towards north up to Rășinari and to south according to Hann and Szász (1984) up to Valea lui Stan, where it is transgressively and discordantly covered by sedimentary deposits of Coniacian-Santonian age.

Strong laminations and mylonitizations are often met inside the rock pile too, this fact being obvious if we take into consideration the low thickness and discontinuous feature of this unit which was caught and crushed by the nappes among which it is interposed.

We ascribe to the Uria Nappe, the rocks which are intensely retromorphosed regionally and dynamically ; they are situated between the Getic Nappe (south), Măgura Nappe respectively (north) and Cîineni Nappe. The rocks which constitute this unit belong to the Sibișel Subgroup (Series), this name being given already by Dessila-Codarcea (1965). For the southern region, situated between Cîineni and Valea lui Stan, was also used the name of the Uria Formation for the rocks of this subgroup (Kräutner, 1980, a, b ; Hann, Szász, 1984), believing that it would represent only a retromorphic sequence having a lower position in comparison with the Sibișel Series sensu stricto. Now we renounce to the "Uria Formation" and we keep on using the "Sibișel Subgroup", because following the whole rock pile up to north at Rășinari, we noticed that it had the same features both concerning the retromorphism and its petrographic composition. Therefore, we found on the whole area of these rocks' development, both the leptino-amphibolitic formation and the gneissic one (Hann, in Ștefănescu et al., 1982), which constitute in fact the whole subgroup. It is obvious that the polyretromorphic feature which characterizes this subgroup explains why it looks like some epimetamorphic schists. But there is a repetition of various stages of retromorphic transformations which were described south of Cîineni (Hann, Szász, 1984), here occurring both mesometamorphic relict structures and minerals.

Generally, it is characteristic the association amphibolites ± white, quartz-feldspathic gneisses bearing crystalline limestones, on one hand, and the development of paragneisses, quartz and micaceous paragneisses, with almandine and staurolite, on the other hand. Now the rocks occur as amphibolic schists bearing epidote, limy schists, quartz schists bearing chlorite and sericite, chlorite-sericite schists. We remark the complete lack of migmatites.

Therefore, the whole pile has an unitary feature. But if we follow the rocks' development in the Sibișel Subgroup, we often notice variable aspects both concerning the retromorphism degree (for instance, in the Mogoș Valley occurs a sequence with garnet paragneisses which is not at all retromorphosed) and varied petrographic aspects, for instance the apparition of some special types of amphibolites or gneisses. We have to consider that the Sibișel Subgroup in the overthrusting nappe was unequally cut off both at its lower and upper part. It results that these varied aspects along the nappe represent something normal or more than that, it would be not normal if we do not notice this fact.

Institutul Geologic al României

We still mention that in the Răşinari-Sadu region, where the Sibişel Subgroup is widely developed, after this zone investigation, we have included here the complex of chlorite-albite schists and the horizon of chlorite-albite-epidote schists from Riuşorul Cisnădioarei Series and the complex of quartz chlorite-sericite schists, of blastopsammitic quartzites respectively from the Răşinari Series, beside various complexes (graphitous, limy, of magnetite schists, of amphibolic schists from the Sibişel Series itself), all these being separated by Dessila-Codarcea (1965). These complexes represent various rock sequence of the same subgroup (Sibişel), which are in various stages of retromorphic transformations, being the results of a more or less intense and dynamic metamorphism. In fact, the whole region situated between Răşinari-Cisnădioara and Sadu is strongly tectonized.

The associations of characteristic rocks which are mentioned above and which constitute the Sibişel Subgroup do not permit us to correlate them with the rock sequences from the Sebeş-Lotru Group (Hann, Szász, 1984). But, comparing these data with Balintoni et al. (1984) results in the Făgăraş massif, we notice a lot of similarities with the Suru Formation within the Făgăraş Subgroup in the Negoi Group. Therefore, we mention the presence in both rock piles of the amphibolite-limestones association on a basement of paragneisses, quartzitic or micaceous paragneisses with almandine and staurolite and, at the same time, we notice the complete absence of migmatites.

Cîineni Nappe (Hann, Szász, 1984). Component rocks of this unit are also oriented N-S or NNW-SSE and along the overthrusting plane (Streckeisen initial supragetic plane, 1934), they thrust over the Uria Nappe formations. In the Iacob and Floarea basins, because of an interruption of the Uria Nappe, the Cîineni Nappe metamorphics come into contact with those of Măgura Nappe. The overthrusting plane is often accompanied by mylonites and ultramylonites. Streckeisen (1934) already noticed this fact. So the cataclastic rocks can be noticed along the overthrusting plane as well as in the case of the planes described above. Nevertheless, there occur some portions where the deformations are not very frequent, their intensity depending on petrological and syntectonical local structural factors. At the same time, some later faults can cross the sectors of the overthrusting plane, partly or completely hiding the mylonitic zones.

In the east, the Cîineni Nappe is interrupted by the Olt fault (Hann, Szász, 1984). This fault has the eastern compartment fallen down, so the overthrusting plane of the Upper Laramian unit — the Boia Nappe (Balintoni et al., 1986) is also very low.

From petrographical point of view, the crystalline schists which constitute the Cîineni Nappe are represented in this sector by paragneisses, ocular gneisses, amphibolites, micaceous paragneisses and sometimes by paragneisses bearing albite-oligoclase porphyroblasts. These types of rocks have a characteristic development within the Cumpăna Subgroup, that is why we ascribe them here.

Institutul Geologic al României

Boia Nappe (Balintoni et al., 1986)

This nappe whose western part was described by Hann and Szász (1984) as the Făgăraș Nappe, includes the whole pile of crystalline schists situated over the Cîineni Nappe and whose structures have E-W directions at all scales. According to Balintoni et al. (1984), Boia Laramian major Nappe is constituted in this region by the Argeș-south and the Moldoveanu-north pre-Laramian Nappes. The tectonic plane which separates these two units is represented now by a zone of laminations and mylonitizations, which can be noticed in the Rîul Vadului basin, from its confluence with the Olt upstream and towards west, up to the Olt fault.

The crystalline schists which compose this region, within the Argeș Nappe, are represented by micaceous paragneisses and micaschists ± amphibolites or rare migmatites of Măgura Cîinenilor Formation from the Cumpăna Subgroup. The Moldoveanu Nappe is constituted in the Olt Valley of paragneisses, quartz paragneisses, amphibolites and crystalline limestones of the Suru Formation in the Făgăraș Subgroup.

Sedimentary Deposits

South of Cisnădioara, we meet sedimentary deposits represented by various types of gritstones, marly limestones bearing ammonites and polygeneous conglomerates with hippurites of Vraconian-Cenomanian, Turonian and Senonian age (Gheorghian et al., 1975). These formations cover transgressively and discordantly both the crystalline schists of the Cîineni Nappe and those of the Uria Nappe; at the same time, they cover the overthrusting plane which separates the two units (Dessila-Codarcea, 1965). From paleontological and facial point of view, the Cisnădioara Cenomanian is similar to that near Brezoi (Valea Boului) and differs from the Cenomanian in the Olănești basin (L. Szász, verbal communication).

Examining Hann and Szász (1984) map, we see that these deposits are kept in the left slope of Valea Boului, under the overthrusting plane of the Călinești Nappe (Cîineni), transgressively covering only the crystalline schists of the Uria Nappe. This situation can be explained through a subsequent retake, with a local character, of the Călinești (Cîineni) Nappe plane.

Correlations

The tectonic units in the right slope of the Olt occur again north of the Sebeș massif. Schmidt (1931) already noticed that here we met again the ocular gneisses of Cozia type "without pegmatite veins". He also remarked the presence of amphibolites and crystalline schists at Căpîlna and at their contact with the ocular gneisses, he noticed the presence of some strong tectonizations. Streckeisen (1934) confirmed Schmidt observations and continued the plane of Supragetic Nappe from Rășinari in the north of the Sebeș massif, then passing it in the Poiana Ruscă Mts. Later on, Chivu (1968, 1970, 1979) separated in this region,

Institutul Geologic al României

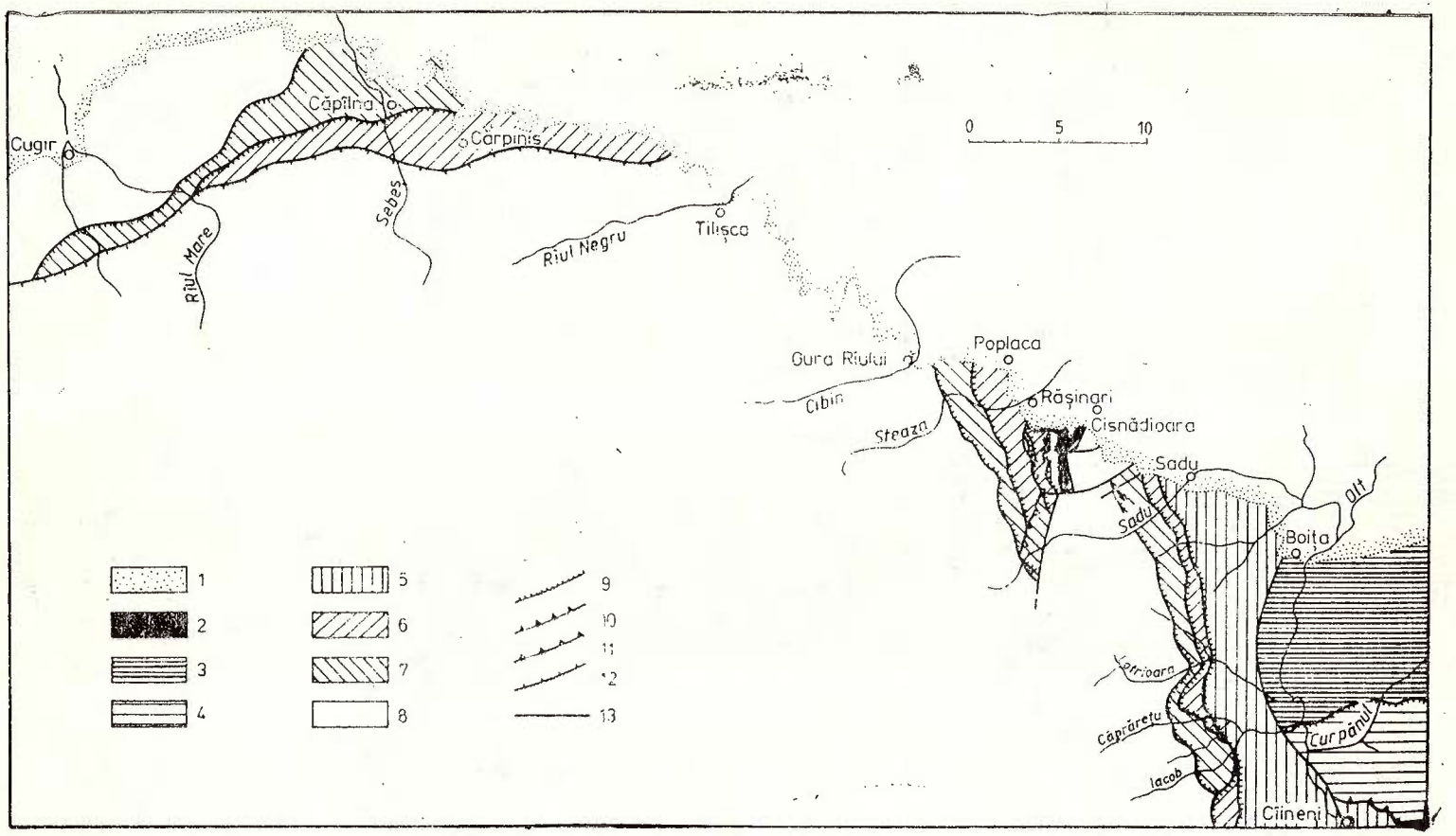


Fig. — Tectonic sketch of the Olt-Sebeș region.

1, Neogene ; 2, Upper Cretaceous ; Early Laramian Boia Nappe ; pre-Laramian nappes : 3, Moldoveanu Nappe ; 4, Argeș Nappe ; Early Laramian Lotru Nappe ; pre-Laramian nappes : 5, Cîineni Nappe ; 6, Uria Nappe ; 7, Măgura Nappe ; 8, Getic Nappe ; 9, pre-Laramian overthrust ; 10, Early Laramian overthrust ; 11, Late Laramian overthrust ; 12, reversed fault ; 13, fault.

Institutul Geologic al României

the Căpîlna-Cărpiniș Series, which includes the characteristic associations of amphibolites, limestones, on a basement of sericite-chlorite-quartz schists and considered it to be epimetamorphic, lying transgressively and discordantly on the mesometamorphic schists of the Sebeș-Lotru Series. Kräutner (1980 b) drew a parallel between the Sibișel and Căpîlna Series within the Cibin Group, which he considers to be constituted of the Upper Precambrian-Lower Paleozoic (Marisian) epimetamorphic formations and lying transgressively and discordantly on the mesometamorphic schists of the Sebeș-Lotru Group.

It results that both the Sibișel Subgroup formations in the Negoi Group (Uria Nappe) and the ocular gneisses of the Cumpăna Subgroup in the Măgura Nappe are found again north of the Sebeș massif (Fig.). But here they occur in the northern compartment fallen down of a reversed fault which can be noticed in the northern part of this massif.

Conclusions

All the investigations demonstrated that the tectonic units described by Hann and Szász (1984) between Cîineni and Brezoi-Uria, Cîineni and Făgăraș (respectively Boia, Balintoni et al., 1986), can be noticed towards north keeping the same characters up to Rășinari-Cisnădioara-Boița, namely at the limit with the Transylvanian Basin.

NW of Cîineni, another unit was recognized — Măgura — which correlated with the same name unit pointed out by Dessila-Codarcea (1965) in the Rășinari-Cisnădioara-Sadu region.

The Sibișel Subgroup is unitary concerning the component associations of rocks (amphibolites, crystalline limestones, quartz and micaceous paragneisses); it represents a Precambrian crystalline initially metamorphosed in the facies of almandine amphibolites, intensely retromorphosed and laminated afterwards, therefore, it has a strongly polyretromorphic character. Owing to its metamorphic history, its petrographical features and lithostratigraphical associations, the Sibișel Subgroup occurs as a typical subdivision of the Negoi Group.

Characteristic formations of the Măgura and Cîineni Units obviously have the features of the Cumpăna Subgroup, including themselves in the Sebeș-Lotru Group.

Finally, we mention that both the Boia Nappe and the tectonic units of the Lotru Nappe, which crop out along the Olt, are totally constituted of Precambrian metamorphics, initially metamorphosed in the facies of almandine amphibolites.

REFERENCES

Balintoni I., Hann H. P., Gheuca I., Nedelcu L., Conovici M., Dumitrașcu G., Gridan T. (1986) Considerations on a Preliminary Structural Model of the South Carpathian Crystalline East of the Olt River. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p. 23-44, București.

— (1984) Polymetamorphism, a discussion based on examples from the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 1-7, București.

Institutul Geologic al României

Chivu C. (1968) Date noi asupra geologiei şi petrografiei părţii de N a munţilor Sebeş. *D. S. Inst. Geol.*, LIII/3 (1965-1966), p. 23-37, Bucureşti.

— (1970) Contribuţii la cunoaşterea petrografiei şi tectonicii părţii de nord-est a munţilor Sebeş (Cărpiniş-Poiana Sibiului-Dobîrca-Tilişca). *D. S. Inst. Geol.*, 5, p. 42-56, Bucureşti.

— (1979) Contribuţii la cunoaşterea geologiei şi metalogenezei părţii de N a munţilor Sebeş. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/2, p. 37-55, Bucureşti.

Codarcea Al., Lupu M., Dessila-Codarcea M., Lupu D. (1967) Unitatea supragetică în Carpaţii Meridionali. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 12, 2, p. 387-392, Bucureşti.

Dessila-Codarcea M. (1962) Încercare de reconstituire paleogeografică şi orogenetică a Carpaţilor Meridionali centrali. *St. cerc. geol.*, 3-4, VII, p. 569-576, Bucureşti.

— (1965) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari-Cisnădioara-Sadu. *Memorii, Inst. Geol. Com. Geol.*, VI, p. 56, Bucureşti.

— Dimitrescu R., Stancu I. (1968) Harta geologică, 1 : 200 000, foaia Sibiu, Inst. Geol., Bucureşti.

Gheorghian M., Gheorghian D., Schuster A. (1975) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, 92 c, foaia Sibiu, Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

Ghika-Budeşti St. (1939) Les Carpates méridionales centrales (recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoiu). *An. Inst. geol. Rom.*, XX, p. 175-220, Bucureşti.

Hann H. P., Szász L. (1984) Geological structure of the Olt Valley between Cîineni and Brezoi (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII, 5, p. 23-39, Bucureşti.

Kräutner H. G. (1980 a) Lithostratigraphic correlation of the Precambrian of the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, p. 229-297, Bucureşti.

— (1980 b) Precambrian unconformity in the Getic Nappe (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, p. 305-324, Bucureşti.

Mânecan C. D. (1977) Asupra prezenţei unor roci metaeruptive acide în seria de Sibişel (Munţii Cibin). *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 22, p. 131-137, Bucureşti.

— Bordea R., Mânecan T. (1979 a) Mineralizaţia de fier din seria de Sibişel (Valea Uria-munţii Cibin). *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 24, p. 75-80, Bucureşti.

— Mânecan T. (1979 b) Report, archives of the Enterprise of Geological and Geophysical Prospecting, Bucureşti.

— (1984) Litostratigrafia şi tectonica formaţiunilor metamorfice din regiunea de la vest de Olt, între Valea Vadului şi Valea Călineşti (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII, 5, p. 39-63, Bucureşti.

Mrazec L. (1899) Despre clasificarea cristalinului din Carpaţii Meridionali. *Bul. Soc. Şt.*, VIII/6, Bucureşti.

Murgoci G. M. (1907) La grande nappe des Carpathes Méridionales. Contribution à la téctonique de Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 3, VIII, 1905.

Streckeisen A. (1934) Sur la téctonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI, p. 327-417, Bucureşti.

Popescu Voiteşti I. (1918) La nappe du conglomérat des Bucegi dans la vallée de l'Olt avec des nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, 1914, VIII, p. 57-116, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.*, (7), XVII, nr. 3, p. 299-358, Paris.

— (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 5-55, București.

— (1984) Geotectonica României. Edit. tehnică, 334 p., București.

Schmidt O, (1931) Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, XVII, p. 80-93, București.

Ștefănescu M., Hann H. P., Gheuca I., Szász L., Ștefănescu M. Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, 108 d, foaia Titești, Inst. Geol. Geofiz., București.

Trifulescu M., Mânecan C. D., Mânecan T., Pitropov O., Condurachi C. (1972) Report, archives of the Entreprise of Geological and Geophysical Prospecting.

STRUCTURA GEOLOGICĂ A VĂII OLTULUI ÎNTRE RĂȘINARI ȘI CÎINENI (CARPAȚII MERIDIONALI)

(Rezumat)

Unitățile tectonice descrise de către Hann și Szász (1984), între Cîineni și Brezoi-Uria, Cîineni și Făgăraș (respectiv Boia, Balintoni et al., 1986) se pot urmări spre nord, păstrîndu-și aceleași caractere pînă la Rășinari-Cisnădioara-Boița, adică la limita cu bazinul Transilvaniei.

A fost recunoscută, la nord-vest de Cîineni, o altă unitate, cea de Măgura, care se corelează cu unitatea cu același nume, pusă în evidență de către Dessila-Codarcea (1965) în regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu.

Subgrupul Sibișel este unitar în ceea ce privește asociațiile de roci care îl compun (amfibolite, calcare cristaline, paragnaise cuarțitice, paragnaise micacee) și reprezintă un cristalin precambrian metamorfozat inițial în faciesul amfibolitelor cu almandin, intens retromorfozat și laminat ulterior, deci etalează un caracter puternic poliretromorf. Prin istoria sa metamorfă, prin proprietățile sale petrografice și prin asociațiile litostratigrafice, subgrupul Sibișel se arată a fi o subdiviziune tipică a grupului Negoi.

Formațiunile caracteristice unității de Măgura și de Cîineni prezintă, evident, proprietățile subgrupului Cumpăna, încadrîndu-se, fără greutate, la grupul Sebeș-Lotru.

Atît pînza de Boia, cît și unitățile tectonice ale pînzei de Lotru, care aflorează în lungul Oltului, sînt formate în întregime din metamorfite precambriene, metamorfozate inițial în faciesul amfibolitelor cu almandin.

Atît formațiunile subgrupului Sibișel, grupul Negoi, pînza de Uria, cît și gnaisele oculare ale subgrupului Cumpăna din pînza de Măgura, se regăsesc în nordul masivului Sebeș. Aici apar însă în compartimentul nordic coborît al unei falii inverse ce se poate urmări în partea septentrională a acestui masiv.

Institutul Geologic al României

H.P.HANN, I.BALINTONI

MAP OF THE RIGHT SLOPE OF THE OLT VALLEY BETWEEN RĂȘINARI AND CÎINENI

0 1 2Km

Răşinari-Sadu region according to Dessila Codarcea (1965) with modifications
Rîul Sadu region according to Mânecan and collaborators (1977) with modifications

INST. DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
144198
BIBLIOTECA

Gura Rîului · Poplaca · Răşinari · Cisnădioara · Sadu · Tălmăcel · Boița · Olt

Riul Sadului · Vf. Prejba 1740 · Vf Muma · Vf Piesi · Măgura 1905 · Vf Pleșu · Sadu · Coasta Cîinenilor 1840

V. Măgurii · V. Stezii · Valea Strîmbă · V. Muntelui · Șaua · Prejba · Șaua · V. Rîușorului · Tocila Mare · Tocila Mică · V. Măgurii · Lotrioara · Căprîcelul · Plaiul Mic · Izvorul Săulenilor · Coasta Cîinenilor · Dealul lui Vlad · Valea lui Vlad · V. Rîndiboului · V. Curpănului · V. Muntelui

LEGEND

SEDIMENTARY DEPOSITS

Conglomerates, sandstones, limestones, marls, clays, gravel sands

Sandstones, marls, conglomerates (cenomanian)

PRE-LARAMIAN NAPPES

BOIA NAPPE OF LARAMIAN AGE

Moldoveanu Nappe (Suru Formation, Făgăraș Subgroup, amphibolites (a), crystalline limestones (b), quartzitic paragneisses, micaceous paragneisses

Argeș Nappe (Măgura Cîinenilor Formation, Cumpăna Subgroup, micaceous paragneisses, micaschists (a), amphibolites (b)

PRE-LARAMIAN NAPPES

LOTRU NAPPE OF LARAMIAN AGE

PROTEROZOIC

Cîineni Nappe (Cumpăna Subgroup, paragneisses, ocular gneisses, amphibolites)

Uria Nappe (Sibișel Subgroup, Negoi Group, amphibolites, crystalline limestones, micaceous paragneisses, quartzitic paragneisses, which are retromorphically transformed into amphibolic schists, sericito-chlorite-quartzitic schists etc.)

Măgura Nappe (Cumpăna Subgroup, paragneisses, ocular gneisses of Cozia type)

Getic Nappe (Sebeș Lotru Group, paragneisses, micaschists, amphibolites migmatites pegmatites)

Scale

Pre-laramian overthrust

Laramian overthrust

I WNW — II ESE

Dl.Plaiului · Sibișel · Sibișel · Sadu · Sadu · Dl.Muma · Dl.Plaiului · V.Rîușorului · Pleșa · V.Oltului

1500 1000 500 0 -500 -1000

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ: Dări de seamă vol. 72-73/5

Institutul Geologic al României

Imprim. atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985; 1986), 1988, pag. 131—143

STRUCTURAL AND PETROGRAPHIC STUDY OF THE GETIC NAPPE METAMORPHICS IN THE CĂPĂŢÎNA MOUNTAINS (SOUTH CARPATHIANS)[1]

BY

HORST PETER HANN[2], CĂLIN RICMAN[2], DINU ION PANĂ[2], GAVRIL SĂBĂU[2], GABRIEL BINDEA[2], MIHAI TATU[2]

Getic Nappe. Structural analysis. Metamorphics. Ursu Formation. Vaideeni Formation. Mineralogical association. Amphibolites. Plagiogneisses. Sulphide ores. South Carpathians — Crystalline Getic domain — Lotru and Căpăţîna mountains.

Abstract

Two formations — Ursu and Vaideeni — have been delimited within the metamorphics of the Getic Nappe in the Căpăţîna Mts; they are characterized by different petrographic features, different metamorphic evolution, chemistry and typical lithologic sequences. Both formations exhibit tabular texture with more or less large undulations. Between the two formations there is a tectonic contact, marked by mylonites, largely developed in places, including sections of both formations. The mylonite zone contains frequently dolerite veins (155.5 m.y.) with mylonite gneiss enclaves and tectonically banded marble lenses with mechanic inclusions of mylonite schists. The tectonic plane which delimits the two formations precedes the Getic overthrust, exhibits different dippings, with the Ursu Formation located in upper position and constituting the Ursu scale. The two formations contain numerous lamination planes, conformable to the texture, generated by dynamic metamorphism, probably of Alpine age. The rocks, highly deformed mechanically, yield base metal sulphide ores of tectogenetic origin. The Ursu Formation also occurs in the Lotru Mts (Petrimanu Peak), overthrusting the upper Danubian units of the Getic Nappe.

[1] Received on December 16, 1986, accepted for communication and publication on December 18, 1986, presented at the meeting of May 5, 1986.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

Résumé

Etude structurale et pétrographique des métamorphites de la nappe gétique des monts Căpăţîna (Carpathes Méridionales). Les métamorphites de la nappe gétique des monts Căpăţîna sont attribuées à deux formations distinctes — de Ursu et de Vaideeni — marquées par des traits pétrographiques, une évolution métamorphique, traits chimiques et suites lithologiques caractéristiques. Les deux formations présentent une structure tabulaire plus ou moins plissée. Le contact tectonique entre ces deux formations est généralement mis en évidence par des mylonites, bien développées par places, incluant des roches appartenant à ces deux formations. A l'intérieur de la zone mylonitique on rencontre fréquemment des filons doléritiques (155,5 m.a.) à enclaves de gneiss mylonitiques et lentilles de marbres rubanés tectoniquement aussi bien que des inclusions mécaniques de schistes mylonitiques. Le plan tectonique qui sépare les deux formations est recoupé par le plan de charriage gétique et présente des pendages différents ; la formation de Ursu, en position supérieure, constitue l'écaille de Ursu. Les deux formations ont de nombreux plans de lamination, parfois en concordance avec la structure, générés par le métamorphisme dynamique, probablement d'âge alpin. Les roches fortement déformées mécaniquement contiennent des minéralisations de sulfures polymétalliques, considérées d'origine tectogénétique. La formation de Ursu affleure aussi dans les monts de Lotru (mont de Petrimanu) et surmonte les unités danubiennes supérieures de la nappe gétique.

Introduction and Evolution of Ideas

The geologic and geographic area under discussion is bounded westwards by the overthrust plane of the Getic Nappe on the Danubian Units, the Severin Unit respectively ; this contact is exposed in the right slope of the Repedea Valley (right tributary of the river Lotru) and then, on a wider area in the left slope of the Cerna Valley and even more westwards, to a restraint zone in the Oltet Valley. To the north, the perimeter of interest is limited by the Lotru Valley, the Lotru Fault respectively, to the east by Romanilor Valley basin and to the south by the Neogene sedimentary rocks of the Dacic basin. Along the main ridge of the Căpăţîna Mts,trending E-W, the investigations were carried out between the Balota peak to the west and the Văleanu and Zmeuretu peaks to the east.

The investigations in view of elaborating the geologic map on the scale 1 : 50 000, sheet Polovragi, implied new and complex problems regarding the petrography, the regional and dynamic metamorphism and the structure of these metamorphics. The present paper is an account of our interpretations of the field data. Future investigations are expected to confirm these data and the conclusions inferred.

The first known studies in this area belong to Mrazec and Murgoci (1897) who, in the last century, described the sillimanite+cordierite+orthoclase assemblage from the Căpăţîna Mts. In 1905 Murgoci defined the overthrust plane of the Getic Nappe. It is also worth mentioning

Institutul Geologic al României

here the studies of Streckeisen (1930),Ghika-Budești (1934), Pavelescu (1955), Codarcea et al. (1961), Codarcea, Drăghici (1966), Savu (1968). Since 1960, Trifulescu has been investigating this area and his data are presented in numerous geologic reports (1964, 1966, Trifulescu, Nedelcu, 1970) and synthesized in the thesis of doctor's degree (Trifulescu, 1982). Prospecting studies and synthesis studies have been elaborated by Nedelcu et al. (1972), Nedelcu, Arsenescu (1981), Ceaușu (1971), Șabliovschi (1978), Schuster (1978), Savu, Schuster (1975, sheet 1 : 50 000, Voineasa), Savu et al. (1975, sheet Mălaia), Hann (in Lupu et al., 1978 — sheet 1 : 50 000 Vînturarița), Hârtopanu (1978, 1982), Hann (1983), Hann et al. (1985, 1986 — sheet Polovragi). A prospecting team led by Apostoloiu (1984, 1985) has recently mapped, on the scale 1 : 5000, the perimeters between Cerna and Romanilor valleys, and brought useful information.

Description of Formations

The metamorphics of the Getic Nappe in the Căpățîna Mts so far assigned on the whole to the Sebeș-Lotru Group, the Sebeș-Lotru Multigroup respectively, the Căpățîna Group (Balintoni et al., 1986) belong in fact to two formations different as regards their petrographic, lithostratigraphic, metamorphic and chemical features : the Ursu Formation and the Vaideeni Formation (Pl.).

Ursu Formation

The petrographic components of this formation are represented by gneisses bearing biotite, cordierite and sillimanite±andalusite interlayered with relatively thin muscovite micaceous paragneisses. Almost equal amounts of amphibolites with related ultrabasites also occur in this pile. These determine the highly basic character of metamorphics. The bulk chemical analyses of cordierite and sillimanite gneisses (Ursu gneisses) point to the ferro-magnesian character of these rocks (Tab.). However, there are also hornblende or mica-bearing quartz-feldspar gneisses and subordinate quartzite interlayerings represented by limestone lenses and crystalline dolomites.

The rocks of this formation, mainly the cordierite and sillimanite gneisses, are characteristically developed in the Ursu peak area (Pl.) and are spread over a large zone on the crests and valleys starting from the main ridge of the Căpățîna massif. The metapelites of the Ursu Formation exhibit peculiar features due to blastomylonitic structures commonly unoriented because of mixing up in plastic state of the rock bands or of monomineral sequences, as a result of strong deformation. The schistosity is of irregularly crenulated, oriented to convolute type. The microscopic study confirms the blastomylonite gneiss texture, with lens-like monomineral porphyroclasts or cordierite, plagioclase, orthoclase, garnet, sillimanite aggregates. The blastomylonite matrix consists of flamboyant quartz, much plastically deformed, biotite and fibrolithic sillimanite. All these processes took place in the conditions of low pressure metamorphism in the cordierite, sillimanite, potash feldspar amphibolite facies, that is in the andalusite and musco-

Institutul Geologic al României

TABLE

Chemical analyses of gneisses bearing cordierite, sillimanite ± andalusite from the Căpățîna Mountains

No.	Location	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	S	Total
1	Ursu peak, northern slope	59.20	1.12	19.86	1.24	6.49	0.11	2.65	0.62	3.80	1.54	0.18	0.00	3.41	0.11	100.32
2	Polovrăgeni ridge	60.60	1.08	15.60	0.93	5.27	0.12	2.80	2.60	2.38	3.37	0.74	1.88	1.93	0.25	99.77
3	Polovrăgeni ridge	64.79	0.98	14.85	1.34	4.68	0.10	2.69	2.54	2.52	3.33	0.32	0.82	1.27	0.18	100.48
4	Ursu peak	58.80	1.12	20.84	1.74	6.54	0.11	2.77	0.65	2.41	1.24	0.08	—	3.11	0.07	99.47
5	Balota crest	62.60	1.30	15.50	1.32	4.72	0.12	2.78	2.94	2.09	3.08	0.40	0.95	1.47	0.36	99.95

Analysts : 3. C. Vlad : 2, 3, 5 ; V. Neacșu : 1, 4

Minor elements

No.	Pb	Cu	Zn	Sn	Ga	Mo	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Nb	La	Be	B	Ba	Sr
1	13	33	—	4	21	<2	55	20	120	125	13	28	3.2	240	14	60	—	—	750	220
2	13	75	50	3	22	<2	22	9	70	110	18	23	1.6	165	<10	<30	2	<30	670	260
3	17	15	45	4	14	<2	320	17	120	210	29	38	2.7	220	<10	58	1.2	<30	700	230
4	<2	15	<2	<2	5.5	<2	660	115	300	16	6	<10	<1	7	<10	<30	—	—	750	200
5	9	75	55	3	23	<2	28	11	90	115	19	28	2	155	<10	<30	1.3	<30	650	300

Analyst : A. Șerbănescu.

Institutul Geologic al României

vite zone, this paragenesis being of retrograde character. With respect to the metamorphic evolution, the characteristic parageneses account for several stages accompanied by migmatisations and pegmatitisations. These problems are however the object of another study. Here, it is to note that the study of hundreds of thin sections has so far proved the absence of medium pressure relict parageneses. The low pressure metamorphism seems not to superpose on a prior medium grade metamorphism, resulting from at least two metamorphic events (Hârtopanu, 1982) and widespread along the South Carpathian belt. The metapelites of the Ursu Formation exhibit frequent migmatisations and pegmatitisations, of different generation. It is to note the cordierite pegmatites situated in the Cocora peak and the andalusite-bearing ones occurring north of the Ursu peak.

The amphibolites and amphibole gneisses, frequently migmatized and pegmatized, constitute, south of the Ursu peak, a large body or more often layers and bands of different thickness within metapelites. The detailed mapping of these alternances revealed the tabular character of the rocks. The amphibolites include most of the ultrabasic bodies, commonly of reduced (metric) size, recrystallized and more or less subordinately altered.

Concerning the lithostratigraphic features of the Ursu Formation, the metamorphic pile consists mainly of biotite, cordierite, sillimanite$\pm$ andalusite metapelites alternating with amphibolites, amphibole gneisses, quartz-feldspar gneisses. Some quartzite, limestone or crystalline dolomite and quartz-feldspar interlayerings occur at the top.

The texture of the formation is marked by the lithologic levels in horizontal or subhorizontal position. In places, the prevailing metamorphic foliation forms a more or less acute angle to the lithon trending and position. The formation also includes some lamination zones of varying thickness, with mylonites generally conformable to the texture, in parallel or subparallel position with respect to the crest. The laminations are supposed to represent the effects of Alpine (Hercynian ?) dynamic metamorphism.

The Ursu Formation might originate in a deep-seated area, usually below the Sebeș-Lotru Group and affected by high intensity metamorphism. The subsequent domal ascension is due to higher thermic gradients within the Sebeș-Lotru metamorphics, here within the Vaideeni Formation. However, the andalusite-$\pm$muscovite paragenesis which ends the metamorphic evolution of the Ursu Formation occurs in both formations and represents a lateral, apparently graded transition between the two, in the absence of younger tectonic relations. In the Vaideeni formation it constitutes a narrow, aureole-like stripe following the contact zones.

The hypothesis of this type of "emplacement" of the Ursu Formation could account for the appearance of limited areas with Ursu gneiss occurrences in the Vaideeni Formation, and of some kyanite-bearing micaschists in the Ursu Formation, in spite of the fact that the relatively recent tectonic contact between the two formations largely conceals older relationships.

Institutul Geologic al României

Vaideeni Formation

The rocks of this formation occur in the south and east of the investigated area and represent the westward extension of the rocks mapped on sheet 1 : 50 000 Vînturarița (Hann, in Lupu et al., 1978) as "the paragneiss and amphibolite complex" of the Sebeș-Lotru Series, named as such by Savu (1968). The authors have chosen the assignment of the lithologic sequences, which constitute the metamorphic pile from this area, to an independent formation considering its unitary petrographic, lithostratigraphic, chemical and structural characteristics.

The main petrographic components of this formation are represented by plagiogneisses. There are feldspar or mica paragneisses with all their intermediate members including garnet±sillimanite, muscovite, kyanite, staurolite, medium pressure metamorphics respectively. As already shown, there are only some limited places in which the paragenesis andalusite+muscovite+staurolite±sillimanite (staurolite intrusions in andalusite) is also present. This mainly pelitic pile, frequently migmatized, shows interlayered amphibolites, quartz-feldspar gneisses, eclogite and metaultrabasite nuclei, pegmatite bodies and anatectic granitoids.

The amphibolites, the amphibole gneisses, more or less migmatized, may constitute marker levels in these areas in which they are exposed along large distance (right slope of Romanilor Valley, left slope of Luncavăț Valley, Valea Rece).

Their cartographic outline shows the horizontal position in the schist pile. The same almost horizontal position characterizes the layers of gneisses bearing quartz-feldspar±biotite±muscovite, well developed in the Romanilor Valley basin.

On limited areas the almost horizontal position of some amphibolite layers was proved by mapping (Trifulescu, 1966 ; Nedelcu et al., 1972). However, a similar structural image has not been adopted for the entire metamorphite pile.

The eclogites represent scarce small bodies or lenses, commonly more or less amphibolitized, retromorphosed respectively. They exhibit both relict textures and relict minerals. Round or next to them, there are small lenses of microblastic gneisses. These fine-grained, brown-red, almost massive rocks differ obviously from the neighbouring phaneroblastic paragneisses. They consist of plagioclase, quartz, garnet and biotite crystals which generate the oriented rock structure. These rocks have been considered as blastomylonites (Hann, 1983) formed during the tectonic migration of eclogites (along some subfluence zones according to Behr, 1978) at the bottom of the crust. These crust shearings (shearing zones) seem to have taken place probably before the last metamorphic event of medium intensity.

Granites consist of plagioclase (17% An), microcline, quartz, biotite, muscovite±garnet, epidote, sericite. Their cartographic image shows that their contact with the neighbouring rocks (diffuse in places) is both conformable, in case granites are interlayered in the schist pile, and unconformable, in some areas, such as in the left slope of the Cerna Valley. This generates their anatectic and autochthonous character.

Institutul Geologic al României

Pegmatites are almost always conformable to the horizontal trending of the hosting schists, as it is obviously shown in the right slope of the Recea Valley.

The lithostratigraphic study of this formation points to intimately alternating paragneisses and mica paragneisses, scarce micaschists with interlayered amphibolites, quartz-feldspar gneisses, eclogite lenses, microblastic gneisses, sparse crystalline limestones.

The Vaideeni Formation consists therefore of medium pressure metamorphics assigned to two successive zones : kyanite+staurolite and sillimanite+muscovite±staurolite. The sillimanite+muscovite zone is widespread and is the prevailing feature of the medium pressure metamorphics, the andalusite and muscovite paragenesis occurring on very limited areas.

A low grade dynamic metamorphism, probably of Alpine age, appears along several lamination planes, more or less conformable to the texture. Chlorite is frequently present inside the mylonite alignments.

The texture of the metamorphics assigned to the Vaideeni Formation is of horizontal or largely undulated character on wide areas. The undulations are tight and high dips are noted in places. However, on the whole it is a tabular texture. The foliations measured do not always correspond to this textural aspect and thus they show that the metamorphic transposition is a foliation one and not a lithon foliation.

Structural Data

It is usually noted that the tectonic contact between the Ursu and the Vaideeni formations is marked by mylonites. The mylonite zone is thicker or thinner and includes all types of cataclastic rocks and rocks with fluxion structure (according to Berza et al., 1984) and sparse blastomylonites. This mylonite zone grades, in places, inside the formations, into other zones with rocks highly deformed mechanically which accompany the lamination planes. The increased thickness of mylonitized gneisses suggests features of a "tectonic area". Here, the dynamic metamorphism has effaced and altered almost completely the mineralogic and petrographic characteristics, so that the relict petrographic components are not easily recognized entailing difficulties in the assignment of schists to different formations.

The tectonic plane between the two formations is both horizontal and highly dipping, possibly due to subsequent folding or restraint overthrusts, even altering its vergence. In other instances it occurs again due to younger faults or is pierced by them. However, on the whole, the initial upper position of the Ursu Formation is obvious and the Ursu scale is constituted. The tectonic plane is older than the Getic overthrust as it is interrupted by the overthrust plane of the latter.

The dolerite dykes are worth mentioning inside the areas with mylonitic rock occurrences within different formations. These igneous bodies seem to be unaffected by cataclasis. This characteristic could result from their competence different from that one of neighbouring schists, the former exhibiting boudinage structure along the deformation

Institutul Geologic al României

planes of the mylonite zone. However, it is well known that the dolerites contain mylonite gneiss enclaves, as proved by the outcrop in the Arsurii brook, right tributary of the Romanilor Valley, located to the north of the Romani peak. The emplacement of these igneous rock bodies took place at the same time with or to the end of the mylonite genesis. The K/Ar age of dolerites points to 155.5 m.y. Therefore, the overthrust seems to be at least of Jurassic age, even older.

Another interesting feature of the mylonite zones is represented by the occurrence of some crystalline limestone lenses with forsterite, tectonically banded and exhibiting spectacular mechanic inclusions of highly mylonitized gneisses, as it may be seen in the Mihăiescu Valley (left tributary of the Luncavăț river), the Rîmești Valley and the Arsurii brook. This rock type is more malleable and more plastic than the adjoining gneisses, may be partly dissolved and then recrystallizes during the processes generated even by low grade metamorphism due to the mentioned tectonic movements. The marbles also contain fine graphite lamellae.

To the north-west of the Ursu peak, in the Lotru Mts, Latorița Mts respectively, the Ursu Formation has been recognized by the authors in the Petrimanu Mt (Fig.), thrust over the upper Danubian units of the Getic Nappe (Berza et al., 1986).

Mineralizations in Mylonitic Rocks Areas

These mineralizations are mainly represented by base metal sulphides and usually accompany the lamination planes surrounded by rocks which had been affected by intense mechanic deformations, thus constituting a characteristic feature of the tectonic contact between the two formations. These occurrences have been reported from the basins of Romanilor (Văleanu brook), Rîmești and Luncavăț (Balota brook) valleys. The mineralizations are usually represented by pyrite, pyrrhotite, subordinate chalcopyrite and marcasite. The outcrop in the Rîmești Valley is a typical one, the features of this mineralization being determined and studied with the help of dr. G. Udubașa to whom we are grateful. The base metal sulphide ores represented by massive pyrrhotite associated with pyrite and chalcopyrite are hosted by highly mylonitized rocks and occur near or inside a crystalline limestone lens, laminated and tectonically banded, with tectonic inclusions of mylonitized gneisses. The limestone includes fine graphite lamellae and the ore deposited in the voids resulting from partial limestone dissolution, in association with the graphite concentrated again from the crystalline limestone. Graphite is also contained by pyrrhotite or pyrite. The subgranular, crushed pyrrhotite forms an aggregate trending along the mylonite foliation planes. The optical features of pyrrhotite which are of internal nature account for this trending. Therefore, this mineral resulted from tectonic processes in maximum deformation zones. During these processes, the iron was released from the rocks containing minerals abunding in this element which combined easily with sulphur. It is also to mention the marcasite occurrences (formed at the expense of

Institutul Geologic al României

pyrrhotite), of secondary pyrite and other minerals such as ilmenite, titanite, rutile usually stable in the mylonitization zone.

All these features, including the higher Au contents mentioned by Apostoloiu et al. (1985) and the absence of any link to a possible

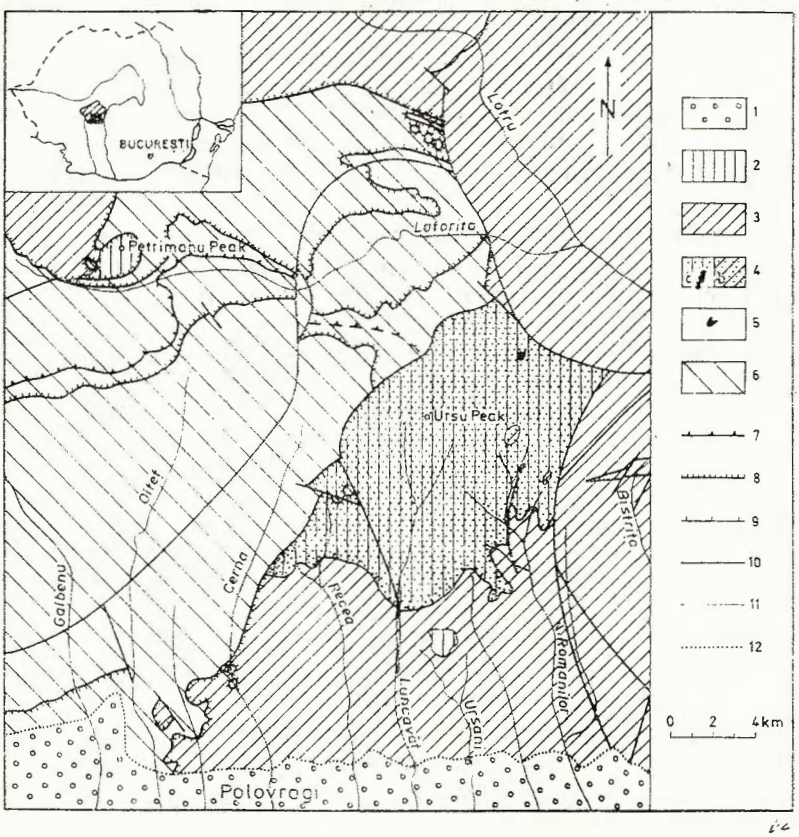


Fig. — Tectonic sketch of the Lotru-Căpățîna Mountains. 1, posttectonic cover; Getic Nappe: 2, Ursu Formation; 3, Lotru Group; 4, Ursu scale: a, Ursu Formation; b, Lotru Group; 5, nepheline syenite body; 6, Danubian Units (Berza et al., 1986); 7, pre-Alpine thrust; 8, Alpine thrust; 9, Mesozoic (?) scale limit; 10, fault; 11, dome limit; 12, Central Southern Carpathians.

igneous source, account for the tectogenetic origin of these ores: this origin has been recently proved with respect to the Valea lui Stan mineralizations (Udubașa, Hann, 1987) located in the north-eastern extremity of the Căpățîna massif.

Conclusions

The metamorphics assigned to the Getic Nappe in the Căpățîna Mts constitute two different formations — Ursu and Vaideeni.

Institutul Geologic al României

The Ursu Formation contains cordierite, sillimanite, potash feldspar±andalusite gneisses with blastomylonite texture, representing its petrographic characteristic. Its highly basic nature is due to the equal amounts of amphibolites, amphibole gneisses with associated ultramafics. Quartz-feldspar, subordinate quartzites, limestones and crystalline dolomites are also present.

The Vaideeni Formation is obviously pelitic, abunding in petrographic types starting from plagiogneisses to micaschists. Against this groundmass it is to note different lithologic alternances consisting of amphibolites, quartz-feldspar gneisses, microblastic gneisses, eclogite nuclei and metaultramafics associated with anatectic granite bodies, conformably interlayered in the metamorphics pile.

Both formations are migmatized and pegmatized.

The metamorphic evolution, involving the type and grade of metamorphism, is also different. The Ursu Formation was affected by low pressure metamorphism in cordierite amphibolite facies, followed by the retrograde effect of an andalusite+muscovite metamorphism. The mineral assemblages characteristic of lack of balance point to continuous decrease of temperature and pressure (arrangement of potash feldspars, gradual development of plagioclases to acid components). Considering these features, one may speak of a domal ascension of the Ursu Formation from a deeper area to the schists of the Vaideeni Formation. This also accounts for the presence of the andalusite+muscovite paragenesis, which closes the evolution of the Ursu Formation, in both formations, marking the gradual transition in between in the absence of the usual younger tectonic relations.

Both formations were affected by intense dynamic metamorphism, with numerous lamination zones, mostly conformable to the texture, the mylonites bearing chlorite.

The study of lithologic levels shows that both formations have a tabular texture, horizontal or subhorizontal with large or tight undulations. The foliations, in disagreement with this background, account for a metamorphic transposition of foliation character and not of lithons.

Usually, the tectonic contact between the two formations is marked by mylonites of varying thickness, very increased in places. The mylonite zone also includes forsterite crystalline limestones, tectonically banded and mylonite gneisses mechanically included. Numerous dolerite bodies (K/Ar age of 155.5 m.y., at least Jurassic) with mylonite schist inclusions pierce the tectonic area which includes, on certain distance, the two formations.

The tectonic plane which delimits the two formations precedes the Getic overthrust, being almost horizontal in some sections, the Ursu Formation constituting the Ursu scale in upper position on the whole.

The base metal sulphide ores are hosted by rocks mechanically deformed by the dynamic metamorphism which accompanied the laminations, of tectogenetic origin in our opinion.

Institutul Geologic al României

The gneisses and amphibolites bearing ultramafics assigned to the Ursu Formation also occur northwards in the Petrimanu peak area, from the Lotru Mts, overthrusting the upper Danubian units of the Getic Nappe.

REFERENCES

Apostoloiu A., Mureșan P., Mureșan O., Nedelcu V., Popescu V., Petrescu D., Petrescu L., Trifulescu M., Ghibilic I. (1984) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

— Mureșan P., Mureșan O., Popescu V., Petrescu D., Petrescu L., Voicu O. (1985) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

Balintoni I., Hann H. P., Gheuca I., Nedelcu L., Conovici M., Dumitrașcu G., Gridan T. (1986) Consideration on a Preliminary Structural Model of the South Carpathians Crystalline East of the Olt River. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983 ; 1984), p. 5-21, București.

Behr H. I. (1978) Subfluenzprozesse im Grundgebirge — Stockwerk Mitteleuropas. *Z. dt. geol.*, 129, p. 283-318, Hannover.

Berza T., Iancu V., Hann H. P., Seghedi A. (1984) Dynamic and Retrograde Metamorphism Examples from the Romanian South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 25-32, București.

— Drăgănescu A., Seghedi A., Strusievicz R. (1986) Report, archives of the Inst. Geol. Geofiz., București.

Ceaușu N. (1971) Report, archives of the Inst. Geol. Geofiz., București.

Codarcea A., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu N., Bercia I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor C — Carpații Meridionali. Carp. Balk. Geol. Assoc., Congr. V, București.

— Drăghici I. (1966) Observații geologice în regiunea Polovragi. *St. cerc. Geol.*, 11/2, p. 297-310, București.

Ghika-Budești Șt. (1934) Etudes géologiques et pétrographiques dans les Monts Lotrului, Carpathes Méridionales, Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum.*, 16, p. 419-480, București.

Hann H. P. (1983) Zur Deutung der Eklogitvorkommen im Căpățîna Massiv (Südkarpaten). *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 27, p. 18-21, București.

— Pop Gr., Ricman C., Pană D., Săbău G., Tatu M., Strusievicz R., Bindea G., Șerbănescu A., Orbocea M. (1985) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

— Berza T., Pop Gr., Marinescu Fl., Ricman C., Pană D., Săbău G., Bindea G., Tatu M. (1986) Harta geologică a RSR, scara 1 ; 50 000, foaia Polovragi, Inst. Geol. Geofiz., București.

Hârtopanu I. (1978) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

— (1982) Semnificația rocilor cu minerale Al_2SiO_5 (disten, andaluzit, sillimanit) din cristalinul Carpaților Meridionali. Thesis of doctor's degree, Univ. București.

Lupu M., Popescu B., Szász L., Hann H. P., Gheuca I., Dumitrică P., Popescu Gh. (1978) Harta geologică a RSR, scara 1 : 50.000, foaia Vînturarița (Olănești), 126, Inst. Geol. Geophys., București.

Institutul Geologic al României

Mrazec L., Murgoci G. (1897) Sur le gneiss à cordierite des montagnes du Lotru. *Bull. Soc. Sci.* 2, București.

Murgoci-Munteanu G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C. R. Acad. Sci.*, 2, Paris.

Nedelcu N., Arsenescu V. (1981) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

Nedelcu V., Hârlea V., Maiorescu N. (1972) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

Pavelescu L. (1955) Contributions to the Petrographic Study of the Basic and Ultrabasic rocks from Dealul Ursului, Lotru Mountains. South Carpathians. *Bul. șt. Acad. RPR, Șt. biol.-agr.-geol.,geogr.*, VII, 4, București.

Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția acestora în structura cristalinului de Lotru. *D. S. Inst. Geol.*, LIII/8, 25-117, București.

— Schuster A. C. (1975) Harta geologică a RSR, scara 1 : 50 000, foaia Voineasa, Inst. Geol. Geofiz., București.

— Schuster A. G., Szász L. (1977) Harta geologică a RSR, scara 1 : 50 000, foaia Mălaia. Inst. Geol. Geophys., București.

Schuster A. C. (1980) Geologische und petrographische Untersuchungen im Danubikum der Südkarpaten Parîng Gebirge, Rumänien. Dissertation Universität Clausthal.

Streckeisen A. (1930) Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVII, București.

Șabliovschi V. (1978) Studiul mineralogic și geochimic al rocilor bazice și ultrabazice din Dealul Ursului, Munții Căpățînii. Thesis of doctor's degree, Univ. „Al. I. Cuza", Iași.

Trifulescu M. et al. (1964, 1966) Reports, archives of the IPGG, București.

— Nedelcu V. (1970) Report, archives of the IPGG, București.

— (1982) Cercetări petrografice în partea de est a munților Parîng. Thesis of doctor's degree, Univ. București.

Udubașa G., Hann H. P. (1987) Cu-Au Tectogenetic Mineralizations from Valea lui Stan, South Carpathians. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/2, București.

STUDIUL STRUCTURAL ȘI PETROGRAFIC AL METAMORFITELOR PÎNZEI GETICE DIN MUNȚII CĂPĂȚÎNA (CARPAȚII MERIDIONALI)

(Rezumat)

În cadrul metamorfitelor pînzei getice din munții Căpățîna au fost separate două formațiuni — de Ursu și de Vaideeni — între care sînt deosebiri importante.

Formațiunea de Ursu se caracterizează prin prezența gnaiselor cu cordierit, sillimanit, feldspat potasic±andaluzit cu structură blastomilonitică care constituie fondul petrografic al acesteia. În măsură aproape egală participă amfibolitele, gnaisele cu amfiboli, cu ultrabazitele asociate la alcătuirea formațiunii, de unde rezultă și caracterul ei pronunțat bazic. La acestea se adaugă gnaise cuarțo-feldspatice, subordonat cuarțite, calcare și dolomite cristaline.

Institutul Geologic al României

Formațiunea de Vaideeni prezintă un caracter evident pelitic, adică o predominare a varietăților petrografice cuprinse între plagiognaise, pe de o parte, și micașisturi, pe de altă parte. Pe acest fond se dezvoltă o alternanță variată de diferite nivele litologice, constituite din amfibolite, gnaise cuarțo-feldspatice, gnaise microblastice, nuclee de eclogite și metaultrabazite, la care se adaugă corpuri de granite anatectice, intercalate în bună parte concordant în stiva metamorfitelor.

Ambele formațiuni sînt migmatizate și pegmatitizate.

Evoluția metamorfică, adică tipul și gradul metamorfismului celor două formațiuni diferă de asemenea. Formațiunea de Ursu a suferit un metamorfism de presiune coborîtă în faciesul amfibolitelor cu cordierit și apoi, ca efect retrograd, un metamorfism în zona cu andaluzit±muscovit. Asociațiile minerale indică o descreștere continuă a temperaturii și presiunii (orientarea feldspaților potasici, evoluția gradată a plagioclazilor spre componente acide). Aceste observații îndreptățesc ipoteza unei ascensiuni domale a formațiunii de Ursu, dintr-o zonă profundă, în masa șisturilor formațiunii de Vaideeni. În acest mod se explică și faptul că parageneza andaluzit-| muscovit, care încheie evoluția formațiunii de Ursu, este comună ambelor formațiuni și reprezintă o trecere laterală aparent gradată dintre ele, atunci cînd nu intervin relații tectonice mai noi, cum este de obicei cazul.

Ambele formațiuni au suferit efectele unui metamorfism dinamic intens, concretizat prin numeroase zone de laminare, în multe cazuri concordante cu structura, milonitele respective conținînd clorit.

Structura ambelor formațiuni, așa cum demonstrează urmărirea nivelelor litologice, este tabulară, deci orizontală sau suborizontală cu ondulări mai largi sau mai strînse. Foliațiile, care atunci cînd nu concordă cu acest cadru, nu indică decît faptul că transpoziția metamorfică a fost în acest caz de foliație și nu de litoane.

În general, între cele două formațiuni se poate urmări un contact tectonic marcat de milonite cu grosimi variabile, uneori foarte mari. În cadrul zonei de milonite se întîlnesc calcare cristaline cu forsterit, rubanate tectonic și cu înglobări mecanice de gnaise milonitice. Numeroase corpuri doleritice (vîrstă K/Ar — 155,5 m.a., deci cel puțin jurasice) cu enclave de șisturi milonitice străbat zona tectonică ce cuprinde pe anumite distanțe ambele formațiuni.

Planul tectonic care separă cele două formațiuni este anterior șariajului getic și are poziții variabile, fiind pe unele porțiuni aproape orizontal, formațiunea de Ursu constituind solzul Ursu, avînd, dacă privim în ansamblu, o poziție superioară.

Mineralizațiile polimetalice de sulfuri sînt cantonate în roci puternic deformate mecanic în urma unui metamorfism dinamic ce a produs laminările și sînt, după opinia noastră, de origine tectogenă.

Gnaisele și amfibolitele cu ultrabazite ale formațiunii de Ursu au fost regăsite mai spre nord, în zona vîrfului Petrimanu din Munții Lotrului, unde șariază, în cadrul pînzei getice, peste unitățile danubiene superioare.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

H.P. HANN, C. RICMAN, D. PANĂ, G. SĂBĂU, G. BINDEA, M. TATU

GEOLOGICAL MAP OF THE CAPĂŢÎNA MOUNTAINS

0 1 2 km

LEGEND

HOLOCENE — Colluvial deposits; boulders a-alluvial fans

PLEISTOCENE — Alluvia, terrace deposits

GETIC NAPPE - Ursu Formation: low pressure metamorphism in cordierite amphibolite facies retromorphism in andalusite + muscovite zone

- dl — Dolerites

MESOZOIC MAGMATITE — Nepheline sienites

- pgn — Paragneisses bearing biotite, cordierite, sillimanite ± andalusite (Ursu blastomylonitic gneisses), paragneisses bearing muscovite and biotite ± migmatized ± pegmatized
- Amphibole gneisses, amphibolites ± migmatized
- Feldspathic plagiogneisses
- Quartz-feldspar gneisses
- Crystalline limestones and dolomites
- Quartzites

Vaideeni Formation: (paragneiss and amphibolite complex)
Middle pressure metamorphism in almandine amphibolite facies associated with migmatization and pegmatization

PRECAMBRIAN
- Paragneisses and micaceous paragneisses bearing garnet ± sillimanite ± kyanite ± staurolite
- ? Alpine Hercynian dynamic retrometamorphism
- Quartz feldspar gneisses ± biotite ± amphiboles with interlayered amphibolites and paragneisses
- Amphibolites, amphibole gneisses
- Retromorphic eclogites
- Crystalline limestones
- Microblastic gneisses

- mg — Migmatites
- Em — Pegmatites
- Mub — Metaultrabasites
- Anatectic granites

Paragneisses, amphibolites, migmatites of the Sebeş-Lotru Group

Danubian Realm (Danubian units)

Sulphide ores associated with the tectonized area (pyrite, pyrrhotite ± chalcopyrite)

- Cataclasites and mylonites
- Lamination planes
- Highly tectonized areas with mylonites and ultramylonites

CONVENTIONAL SIGNS

- Rough geological boundary
- Lithological boundary
- Dome boundary
- Unconformity boundary
- Nappe
- Scale
- Vertical and subvertical fault (+uplifted compartment, -sunk compartment)
- Slip fault

Latcu · V. Mălăii · Repedea · Muntele Zmeureţu · Piscu Tigan 1555 · Măgura Puţului 1164 · vf. Ursu 2123 · vf. Balota 2090 · vf. Cocora 1856 · vf. Văleanu 1811 · vf. Romanii 1785 · vf. Clăbucet 1650 · Cărpănoasa · Balota · Blăjului · Arşuri · Văleanu · Mihăieşti · Răcăşana · Recea · Făgăneţe · Bistricioara · Rîmeşti · Ursani · Valea Lungă · Cerna · Mariţa · Tărîţa · Diţel · Lunca Vădăt · Râul Românilor

pgn · agna · gnqf · ek · qt · Mub · Em · dl · mg

Baia de Fier · Polovragi · Racoviţa · Cerna · Mariţa · Izvorul Rece · Vaideeni · Urşani

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ: Dări de seamă vol. 72-73/5

Imprim. atel. Inst. Geol. Geof.

144198 BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 145—152

ON THE LOWER PALEOZOIC NIJUDIMU FORMATION, DANUBIAN DOMAIN [1]

BY

VIORICA IANCU [2], ADINA VISARION [2]

Paleozoic. Lithofacies. Palynology. Tectonic Units. Nijudimu Unit. Greenschist facies. Stilpnomelane zone. South Carpathians — Sedimentary Danubian Domain — Feneş zone.

Abstract

The paper presents lithological and palynological arguments in favour of the separation of a slightly metamorphosed sequence (greenschist facies, stilpnomelane zone) which is Ordovician-Silurian in age. This sequence, called the Nijudimu Formation, crops out in the Ideg Valley-Bela Reca Valley (Cornereva) zone within the Alpine Nijudimu unit (upper Danubian unit).

Résumé

Données lithologiques et palynologiques concernant la formation paléozoïque inférieure de Nijudimu — domaine danubien. L'étude présente des arguments lithologiques et palynologiques qui permettent la séparation d'une séquence faiblement métamorphosée (le faciès des schistes verts, la zone à stilpnomélane), d'âge ordovicien-silurien. Cette séquence, dénommée la formation de Nijudimu, affleure dans la zone vallée de l'Ideg-vallée de la Bela-Reca (Cornereva), de l'unité alpine de Nijudimu (unité danubien supérieure).

Introduction

The existence and extent of the Lower Paleozoic formations in the Danubian Domain are debated problems due to the difficulty of separating these formations (affected by low grade metamorphism) from

[1] Received on May 21, 1986, accepted for communication and publication on May 23, 1986, presented at the meeting of May 27, 1986.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

the retromorphosed rocks of the Proterozoic basement on the one hand and to the problems connected with the dating of both types of formations on the other hand. As the radiogenic age determinations express especially the effects of the reactivation of the Proterozoic basement the only available dating method is the identification of palynoprotistological associations showing a great certainty regarding the primary, "syngenetic" association with the host rocks.

The data available so far show that the Lower Paleozoic formations are the most difficult to separate as compared to the retromorphic formations of the Proterozoic basement due to the common features resulted from the retrograde adaptation of the polymetamorphic rocks through regional or dynamic metamorphism processes.

The present paper aims at supporting the existence of a slightly metamorphosed sequence in the Danubian Domain — the Upper Danubian Units — for which the palynoprotistological content indicates the Ordovician-Silurian interval. We propose provisionally the name of the Nijudimu Formation for this sequence as it is well exposed in the source area of the Nijudimu Valley, a right tributary of the Bela Reca Valley (Ohaba), west of the Cornereva locality (see the annexed geological map (Pl. I).

Although the most eloquent outcrops in the sequence that may represent the stratotype of the formation are to be found on the Ideg Valley (=Rîul Rece) and samples with palynological content are also located on the Ideg Valley, it cannot be given this name as it was already given to the Devonian-Lower Carboniferous sequence (the Rîul Rece Formation, according to Năstăseanu, 1975).

In the Internal Danubian Domain (internal or upper Danubian units), in the Ţarcu Mountains, the slightly metamorphosed formations on the Rîul Alb and Rîul Lung Valleys, considered to belong to the Rîul Alb Series (Năstăseanu, 1975), were assigned to the Ordovician-Silurian interval (Boldur, Visarion, 1972). The recent investigations carried out by us in the Rîul Alb River basin showed that most of the sequence assigned to the Rîul Alb Series is represented by anchimetamorphic rocks belonging to the Devonian-Lower Carboniferous Rîul Rece volcano-sedimentary Formation (Năstăseanu, 1975). These rocks overlie tectonically a small sequence (cca 50 — 100 m) of epimetamorphic rocks that come from the samples in which the Ordovician-Silurian palynological assemblage was identified (Boldur, Visarion, 1972).

General Structural Relations

The areal extension (Pl. I) as well as the structural position of this formation were specified by Iancu on the occasion of the mappings for the Geological Map of the S. R. Romania, scale 1 : 50,000, Cornereva sheet (sketch of the Cornereva map, Năstăseanu et al., 1984, unpublished).

Năstăseanu (1975) represented partly on the exposed zones of this formation rocks assigned to the Upper Precambrian B — Cambrian "Corbu Series" (Dessila-Codarcea, Codarcea, 1968 ; Bercia, Bercia, 1980).

As the sequence separated by us has no equivalent in the Corbu

Institutul Geologic al României

Valley hydrographic basin (over the zone assigned to the Corbu Series), the above area being marked by the presence of Precambrian retromorphics (Mărunțiu, Seghedi, 1983; Stan, 1986), we think that the existence and individualization of the Lower Paleozoic formation in the Cornereva-Ideg zone constitute new problems that should be approached based on a complex argumentation. The arguments presented in this paper refer to the lithological characteristics, the petrographic and mineralogic contents, the structural and metamorphism features which obviously differ from those of the older or younger adjacent formations. The age arguments militate for the separation of this lithological entity, whose evolution is different from that of the rocks of the Proterozoic basement.

The structural ensemble of the region, for which there is a recent structural image (Năstăseanu et al., 1985) is formed of the following units from bottom to top : the Cornereva Unit, the Nijudimu Unit and the Rîul Rece Unit. These units represent Alpine (Mesocretaceous) basement nappes (from the structural ensemble of the Internal Danubian Domain) whose structure of overthrust nappes was pointed out by Năstăseanu and Iancu (sketch of the Cornereva sheet, 1985).

Field observations entitle us to state that the Nijudimu Formation crops out only in the median Nijudimu Unit within which two pre-Alpine structural units have been delimited, individualized as the Domașnea Unit (to the west), consisting of Proterozoic, strongly retromorphosed amphibolites, and the Ohaba Unit, consisting of rocks of the Nijudimu Formation. We propose the name of the Padina Formation for the amphibolite sequence from the Domașnea Unit, after the respective peak nearby.

The two units are separated by a plane marked by blastomylonites and overlain by the Upper Carboniferous (?) Baicu type conglomerates (mentioned also by Mărunțiu, Seghedi, 1983), Permian and Liassic formations (Năstăseanu et al., 1985).

The pre-Alpine plane between the Domașnea and Ohaba Units, which separates the Padina amphibolic Formation from the Nijudimu Formation, may represent either the prolongation of the Mraconia line or an older plane which is marked southwards by the Mraconia line.

The whole structural ensemble, represented by Mesocretaceous pre-Alpine and Alpine units, is affected by close, regional, post-overthrust folds, and intersected by a subsequent, probably Laramian plane which delimits eastwards the metamorphics cropping out within the Nijudimu Formation (Pl. I).

One may infer from the above data that the Nijudimu Formation exhibits at the surface only tectonic relations with the adjacent formations, being overlain unconformably by the Variscan molasse formations (Upper Carboniferous-Permian), and by Mesozoic formations.

Lithological Characteristics and Metamorphism Data

Lithologically the Nijudimu Formation represents a volcano-sedimentary assemblage containing the following rock types : basic

Institutul Geologic al României

tuffogene rocks, tuffitogene rocks, terrigene schists (especially muscovite-chlorite quartz schists) and subordinately, metavolcanics of probably andesitic composition.

The sequence cropping out is marked by the prevalence of the tuffogene and tuffitogene rocks at the base (cca 200 m stratigraphic thickness), while the terrigene rocks prevail at the top of the succession (about 100-150 m).

All the rock types, excepting the meta-andesites (which preserve very well premetamorphic structures and minerals), show obvious metamorphic structures and a metamorphic mineral neoformation with a beginning of metamorphic differentiation.

On a mesoscopic scale the basic rocks show a general massive aspect, are hard and apparently homogeneous, while under the microscope they are strongly metamorphically reorganized, the specific mineral assemblages (chlorite, albite, epidote, calcite) showing both a dynamic and static growth. The strong mineral reorganization does not allow the deciphering of the premetamorphic nature of the rocks (tuffs or basic flows). But it is found that there are mixed petrographic types, of the tuffite type, marking the transition to the terrigene quartzitic and micaceous rocks.

In contrast with the green rocks, metapelites exhibit a very penetrative S_1 metamorphic foliation, marked by metamorphic neoformation minerals (quartz, muscovite, chlorite $\pm$ albite $\pm$ epidote). In respect of this foliation, that can be used as structural marker, the S_0 bedding may be only microscopically observed, the rocks exhibiting mixed foliations of the $S_0 + S_1$ type. In most of the thin sections displaying this bedding, the S_1 foliation is associated with strongly flattened B_1 microfolds of similar type, formed by flexural flow and shearing.

The S_1 foliations show inhomogeneities as regards the penetrability grade and their position in respect of the axial planes of the associated microfolds and of the S_0 bedding. Thus, although the S_1 foliations are obviously formed concomitantly with the flattened B_1 mircofolds, and may be defined as foliations of plane-axial type (specific for the shearing folds), they exhibit refraction phenomena on the bedding interfaces. In the latter case they reveal distorsions between the bedding planes, a process specific for the formation of the sliding folds or flexural flow.

The coexistence of some foliations and folds indicating various formation mechanisms (shearing and sliding or flexural flow), the great frequency of the flattened microfolds as well as the great density of the cleavage planes within metapelites point to a high degree of shortening.

The consideration of the physical conditions of the metamorphism based on the neoformation minerals through progressive metamorphism — leads to similar conclusions. Thus, although fine-crystallized, the basic tuffs are completely recrystallized, the paragenetic mineral assemblage within the mafic rocks consisting of : chlorite, epidote, albite, stilpnomelane, iron oxides and subordinately sericite, quartz, calcite, rutile. It is noticed in several thin sections that some minerals (chlorite, sericite) are present both as prekinematic phases, statically grown between

Institutul Geologic al României

the bedding planes, and as synkinematic phases, grown under stress, in the S_1 foliation plane.

The mentioned paragenetic association and especially the occurrence of stilpnomelane, index mineral for the zone between epidote/clinozoisite and biotite, indicates the existence of conditions specific for the lower part of the greenschist facies, the "stilpnomelane" zone.

Although some petrographic types preserve the S_0 bedding, it is found that the whole formation is intensely reorganized from the mineralogical point of view under conditions specific for the greenschist facies, showing features characteristic of the monometamorphic rocks from the rock group II, with simple metamorphic ensembles and structures (Iancu, 1985). The massive neoformation of the paragenetic association points to the tendency of reaching the thermodynamic equilibrium in most rocks.

Age Data

The palynological association identified by Visarion in the Nijudimu Formation comes from terrigenous schists (chlorite-sericite schists, quartz schists) found in the profiles of the Ideg Valley, the eastern slope of the Ideg Valley and from several hydrotechnical boreholes (ISPH) (e.g. borehole 25 Rusca, from the depth of 31-37 m and 50-55 m).

The palynomorphic content pointed out both in preparations and in thin sections consists mostly of acritarchs, to a lesser extent chitinozoans, scolecodonts being sporadically present — association typical of the Lower Paleozoic.

The identified acritarchs are generally dark brown-black, sometimes fragmented, which makes difficult their specific determination.

30 samples were analysed and the following genera could be determined :

Leiosphaeridia sp.
L. laevigata St. et Will.
Granomarginata sp.
Gloeocapsomorpha sp.
Cymatiosphaera sp.
Trachysphaeridium sp.
Lophosphaeridium sp.
Baltisphaeridium sp.
B. microspinosum (Eis) Gorka
B. cf. *multipilosum* Eis.
Veryhachium sp.
V. cf. *lairdi* (Defl) Dff.
Leiofusa sp.
L. aff. *fusiformis* Eis.
cf. *Polyedrixium* sp.

Among chitinozoans the genera *Conochitina, Lagenochitina* and *Desmochitina* were identified.

The mentioned association contains along with acritarchs that were abundant in the Lower Paleozoic, the genus *Baltisphaeridium,* of

Institutul Geologic al României

which *B. microspinosum* is frequently quoted in the Ordovician from Poland (Gorka, 1969), in the Ordovician-Silurian formations from the Baltic regions (Eisenack, 1959). *B. multipilosum* Eis. shows the same stratigraphic distribution, being found in the Ordovician-Silurian from France (Rauscher, 1973) and Portugal (Debbaj-Elanoud, 1981). *Leiofusa fusiformis,* although covering a greater interval, Ordovician — the base of Middle Devonian (Combaz et al., 1967), prevails in the Ordovician and especially in the Silurian (Rauscher, 1973).

The chitinozoans, which were assigned to the genera *Lagenochitina, Conochitina, Desmochitina,* reach the maximum development in the Ordovician-Silurian, regressing in the Devonian (Taugardeau, 1967).

Thus the association presented can be placed in the Ordovician-Silurian, being similar to the one quoted in the epimetamorphic rocks from the Rîul Alb Valley. The identification within the Rîul Alb Formation of a distinct lithological entity, attributed by us to the Devonian succession separated by Năstăseanu as the Rîul Rece Formation (1975) restricts the occurrence of the sequence under discussion to small outcrops on the Calina Valley, at the confluence of the Rîul Alb and Larga Valleys, probably continuing in the basin of the Rîul Alb Valley, from which the previously mentioned associations originate (Boldur, Visarion, 1972).

The association presented resembles that from the Valea Izvorului epimetamorphic formations (Iliescu, in Stănoiu, 1976) and from the Coarnele epimetamorphic formations (Visarion, in Solomon, 1976), showing a comparable content, specific for the Ordovician-Silurian.

Conclusions

Within the Danubian Domain (Upper Danubian Units), namely in the Ohaba pre-Alpine Unit from the Nijudimu Alpine Nappe (according to Năstăseanu et al., 1985) a volcano-sedimentary sequence with a palynoprotistologic content specific for the Ordovician-Silurian interval was separated. From the lithological viewpoint there prevail the green rocks, the basic tuffogene and tuffitogene rocks (in the base), associated with quartz-micaceous terrigene schists.

This sequence affected by dynamothermic metamorphism under the greenschist facies (the stilpnomelane zone) outcrops on the Ideg Valley and in the hydrographic basin of the Nijudimu Valley — right tributary of the Bela Reca Valley (Cornereva zone).

REFERENCES

Bercia I., Bercia E. (1980) The Crystalline of the Danubian Domain from the Banat (Romania). *Rev. roum. géol. géophys., géogr., Géol.,* 24, p. 3-13, București.

Boldur C., Visarion A. (1972) Asupra prezenței Ordovicianului în regiunea Fenеș (Carpații Meridionali-Banatul de est). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.,* LVIII/4 (1971), p. 5-10, București.

Institutul Geologic al României

Combaz A., Lange F. W., Pansant J. (1967) Les „Leiofusidae" Eisenack 1938. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1-2-4, p. 291-307, Amsterdam.

Debbaj Elanoud Z. (1981) Acritarches de l'Ordovicien supérieur du synclinal de Buçaco (Portugal). *Bull. Soc. géol. Bretagne*, 1-101, Rennes.

Dessila-Codarcea M., Codarcea Al. (1968) Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicii zonelor de șisturi cristaline din partea de SE a Banatului. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 13-1, București.

Eisenack A. (1959) Neotypen Baltischer Silur-Hystrichospharen und neue Asten. *Palaeontographica*, A/112-193-211, Stuttgart.

Gorka H. (1969) Microorganismes de l'Ordovicien de Pologne. *Paleontologia Polonica*, 22, Warszawa.

Iancu V. (1985) Mineral Assemblages in Low Grade Metamorphic Rocks in the South Carpathians. In : Mineral Paragenesis, Theophrastus Publ. S.A., p. 503-519, Athens.

Mărunțiu M., Seghedi A. (1983) New data concerning the metamorphic rocks and metamorphic processes in the eastern Almaj Mountains. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 27, p. 29-35, 1983, București.

Năstăseanu S. (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV (1977), p. 155-280, București.

— Iancu V., Russo-Săndulescu D. (1987) Schema preliminară a unităților structurale din bazinele văilor Bela Reca și Rîul Rece. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, București.

— Iancu V., Russo-Săndulescu D., Bercia I., Savu H., Mărunțeanu M., Rusu A., Bercia E. (1985) Harta geologică a RSR, sc. 1 : 50 000, foaia Cornereva (machetă), București.

Rauscher R. (1973) Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicien et Silurien en France. *Sci. Géol. Mém.*, 38, Strasbourg.

Stan N. (1986) Polimetamorfismul șisturilor cristaline situate în partea de est a masivului granitoid de Cherbelezu (Munții Almaj). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII (1981), p. 293-300, București.

Taugourdeau P., Bouché P., Combaz A., Magloire L., Milleied P. (1967) Microfossiles organiques du Paléozoïque. Les Chitinozoires. 1-87, C.I.M.P., Paris.

DATE LITOLOGICE ȘI PALINOLOGICE PRIVIND FORMAȚIUNEA PALEOZOIC INFERIOARĂ DE NIJUDIMU, DOMENIUL DANUBIAN

(Rezumat)

În zona Valea Idegului-valea Bela Reca (Cornereva) a fost separată o formațiune vulcanogen-sedimentară — formațiunea de Nijudimu —, constituită din metatufuri bazice și metatufite, și subordonat, din șisturi cuarțitice micacee, în care a fost identificat un conținut palino-protistologic specific intervalului Ordovician-Silurian. Această secvență, afectată de metamorfism dinamotermic la nivelul faciesului de șisturi verzi, zona cu stilpnomelan, se află în relații tectonice (după un plan prealpin), cu roci polimetamorfe proterozoice (formațiunea de Padina).

Institutul Geologic al României

Ambele formațiuni aflorează în unitatea alpină de Nijudimu și sînt acoperite discordant de formațiuni sedimentare de vîrstă carbonifer superior-permiană și mezozoică.

EXPLANATION OF PLATES

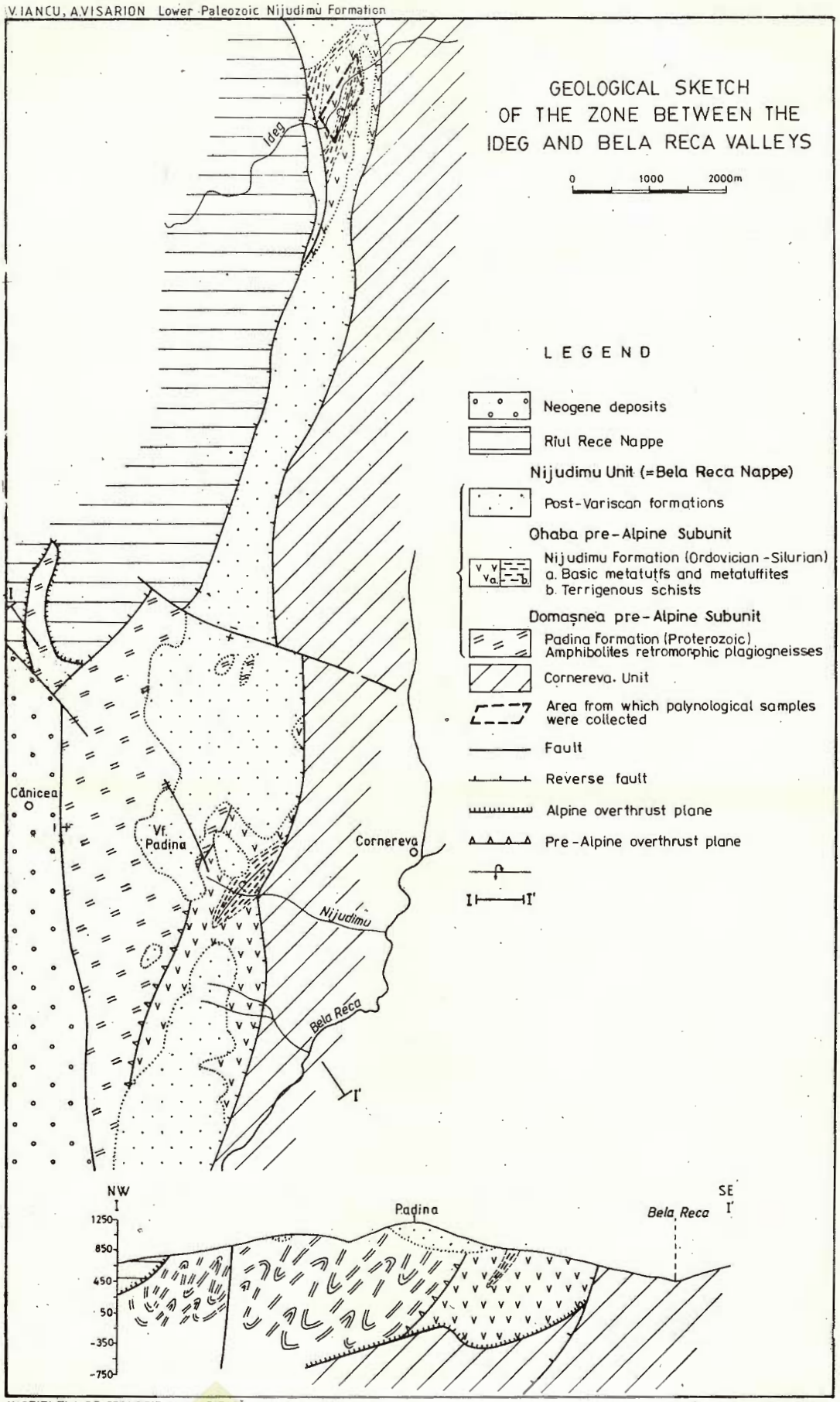
Plate II

Fig. 1 — *Baltisphaeridium* sp. 15 m, thin section 521/1
Fig. 2, 3 — *?Baltisphaeridium* sp. 15 m, t.s. 521/2, 522/1
Fig. 4 — *Leiosphaeridia* sp. 20 m, t.s. 523/1
Fig. 5 — cf. *Veryhachium* sp. 18 m, t.s. 251/1
Fig. 6 — *Granomarginata* sp. 20 m. slide 275/1
Fig. 7 — *Lophosphaeridium* sp. 20 m, slide 294/1
Fig. 8 — *Glaeocapsomorpha* sp. 25 m, slide 284/1
Fig. 9, 10, 11 — *Veryhachium* sp. 20-35 m, slide 417, 411/1, 279/1
Fig. 12 — *Baltisphaeridium* cf. *multipilosum* Eis., 50 m, slide 411/1
Fig. 13, 14 — *Baltisphaeridium* sp. 30-35 m, slide 412/1, 417/1

Plate III

Fig. 1, 2, 3, 4, 5 — *Baltisphaeridium microspinosum* (Eis) Gorka, 20-40 m, slide 411/1, 411/2, 412-417
Fig. 6 — cf. *Polygedrixium* sp. 25 m, slide 279/1
Fig. 7, 8, 9 — *Desmochitina* sp. 50-70 m, slide 411/1, 417
Fig. 10 — *Leiofusa* aff. *fusiformis* Eis. 120 m, slide 412/1
Fig. 11 — *?Leiofusa* sp. 128 m, slide 411/1
Fig. 12, 14 — *Lagenochitina* sp. 120-200 m, slide 275/1, 279/1
Fig. 13 — *Conochitina* sp. 150 m, slide 521/1

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72–73/5 (1985; 1986), 1988, pag. 153—161

VARISCAN TECTONIC UNITS FROM THE GETIC DOMAIN, BOZOVICI ZONE [1]

BY

VIORICA IANCU [2], ION BALINTONI [2], GAVRIL SĂBĂU [2]

Tectonic Units. Paleozoic. Variscides. Lithostratigraphy. Paragenesis. Miniş Unit. Nera Unit. Volcanoclastics. South Carpathians — Crystalline Supragetic and Getic domains — Western Almaj Mountains.

Abstract

The present paper points out for the first time the existence of some Variscan overthrust structures within the Getic Nappe. The following structural units were separated from bottom to top; the Bozovici Unit, the Miniş Unit and the Nera Unit. The Bozovici Unit consists of polymetamorphic rocks of the Sebeş-Lotru Group (Middle Proterozoic), overlain unconformably by rocks of the Buceava volcano-sedimentary formation (Middle Paleozoic). The Miniş median unit consists of prevailingly terrigenous, epimetamorphic rocks of the Miniş Formation (Lower Paleozoic). The Nera Unit includes polymetamorphic rocks of the Sebeş-Lotru Group.

Résumé

Unités tectoniques varistiques du domaine gétique — zone Bozovici. La présente étude met en évidence pour la première fois l'existence des structures de charriage varistiques de la nappe gétique. On a séparé les suivantes unités structurales (de bas en haut): l'unité de Bozovici, l'unité de Miniş et l'unité de Nera. L'unité de Bozovici est formée de roches polymétamorphes du groupe Sebeş-Lotru (Protérozoïque moyen), recouvertes discordamment par des roches de la formation volcanogène-sédimentaire de Buceava (Paléozoïque moyen). L'unité mé-

[1] Received on May 14, 1986, accepted for communication and publication on May 27, 1986, presented at the meeting of May 27, 1986.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

diane de Miniș est formée de roches épimétamorphiques, surtout terrigènes, de la formation de Miniș (Paléozoïque inférieur). Dans l'unité de Nera il y a des roches polymétamorphes du groupe Sebeș-Lotru.

Introduction

The metamorphic formations from the Bozovici Zone belong to the Getic Nappe, having westwards a sedimentary cover which consists of the Variscan molasse deposits (Upper Carboniferous-Permian) and the Mesozoic formations of the Reșița-Moldova Nouă Zone (Codarcea, 1940 ; Năstăseanu et al, 1978).

The metamorphics from this zone are represented by Proterozoic polymetamorphic formations and slightly metamorphosed rocks showing various lithological-petrographical, structural and metamorphic-deformational evolutionary characters. In the present paper we have separated three sequences varying in age, namely Proterozoic, Lower Paleozoic, Middle Paleozoic, which exhibit either normal or tectonic relationships at the end of the Variscan orogenesis.

In the western outcrop area the polymetamorphic formations are cut by Sichevița Paleozoic granitoids (Bîrlea, 1976 ; Stan et al., 1976) that continue northwards in the Poniasca massif, displaying the same characters and structural relations.

The metamorphics from the Bozovici-Șopotul Nou zone have been described and classified by various authors according to their different lithological-petrographical structural characteristics.

The first author to acknowledge the diversity of the mentioned formations was Böck (1878, 1881), who separated three groups of crystalline schists.

Streckeisen (1934) separated the Lotru Series consisting of mica-schists and garnet, kyanite, staurolite micaceous gneisses and the Buciava Series consisting of chlorite-sericite schists. These two series differ by their ante-Mesozoic history. Although the author does not specify the nature of the relationships between the two series, he mentions also the possibility of the existence of an old overthrust.

The area separated by Streckeisen (1934) as the Buciava Series was named by Codarcea (1940) the "Miniș Zone", in which the author identified : sericitic-quartz-tuffogenous-calcareous and actinolite phyllites associated with variolites, epigabbros, porphyrogene rocks, amphibolites and aplitic gneisses.

Modern investigations were carried out by Savu (1970, 1973), Bercia, Bercia (1975), Maier, Mărunțiu (in Năstăseanu et al., 1981), Kräutner et al. (1981).

The above-mentioned authors, except for Savu (1970, 1973), included all the slightly metamorphosed rocks from the Bozovici-Șopotul Nou-Danube zone, sometimes together with retromorphics and mylonites from the Proterozoic basement, in a single series : the Buciava Series (Streckeisen, 1931 ; Maier, Mărunțiu, in Năstăseanu et al., 1981), equivalent to the Miniș Series (Codarcea, 1940 ; Bercia, Bercia, 1970).

Institutul Geologic al României

The age of this series was considered to be Upper Precambrian (Maier, Mărunțiu, 1981) or Upper Precambrian-Lower Paleozoic (Bercia, Bercia, 1975 ; Kräutner et al., 1981).

Savu (1970, 1973 and in Năstăseanu, Savu, 1970) separated three series : Buceava, Miniș and Sebeș-Lotru, but assigned them to a unitary sequence of Middle Precambrian age ; these series are separated by metamorphism isograde. Întorsureanu et al. (1983) maintain the series separated by Savu (1970, 1973) with normal relations among them. The authors point out and describe several ante-Upper Carboniferous magmatic rocks : dolerites, anamesites, basalts, microdiorites, porphyric granodiorites and dacites that occur as intrusions or flows (?) in the Miniș and Buceava Series.

Andrei et al. (1982) and Matsch et al. (1983) made progress in the knowledge and systematization of the metamorphic formations from the Bozovici zone. They distinguished a very slightly metamorphosed basic volcano-sedimentary formation (the prehnite-pumpellyite facies of a regional or burial metamorphism). This formation partly overlaps the Buceava Series, in Savu's sense (1970) and includes several basic magmatic rocks. Andrei et al. (1982) describe in detail the magmatic rocks represented especially by metabasalts associated with clays, siltites, calcarenites, pyroclastic conglomerates and metagabbro-metadiorite bodies.

The present paper provides important specifications regarding the individualization, the lithostratigraphic and petrographic content of three sequences varying in age, of different metamorphic evolution, which display normal or tectonic relations.

Taking over the denominations introduced by Streckeisen (1934) and Codarcea (1940), we place the metamorphics from the Bozovici-Șopotul Nou zone in the following lithostratigraphic entities : the Sebeș-Lotru Group, the Miniș Formation, the Buceava Formation.

As regards the alpine structure, these entities belong to the Getic Nappe (Semenic Unit), but show clear evidence (geometric relations, contacts marked by mylonites, structural and succession discontinuities) that they were involved in overthrust nappes during the Variscan orogenesis.

Three superposed structural units can be individualized, which were folded after the overthrust and transgressively overlain either by the Variscan, Upper Carboniferous-Permian molasse deposits (paleontologically dated by Chiu, in Andrei et al., 1982) or by the Mesozoic formations that appear in the eastern part of the Reșița-Moldova Nouă zone. The whole folded structure is affected by great post-overthrust (intra-Miocene) longitudinal fractures trending approximately north-south, along which a dip by steps took place westwards.

Structural Variscan (Hercynian) Units

We shall further briefly present the three separated units : the Bozovici Unit (in lower geometric position), the Miniș Unit, the Nera Unit (see annexed Plate).

Institutul Geologic al României

The Bozovici Unit consists of polymetamorphic formations of the Sebeș-Lotru Group, unconformably overlain by very weakly metamorphosed formations (metaconglomerates, metasiltites, meta-argillites), associated with metabasalts as well as basic and intermediate intrusions separated in the Bozovici zone under the name of the basic volcano-sedimentary formation by Andrei et al. (1982).

For this lithological association, to which we add also the coarse terrigenous sequences which overlie unconformably the Sebeș-Lotru Series, we propose the name of "Buceava Formation", introduced by Streckeisen (1934) as the "Buciava Series". The base of this formation is well exposed on the Găvojdia Valley at Șopotul Nou (or Buciava).

This structural unit crops out in the axial zone of a major post-overthrust anticlinal fold that may be followed from the Miniș Valley to south of Șopotul Nou, on the Miniș, Mociorovița, Lighidia, Agriș, Lăpușnic, Moceriș and Răchitii Valleys. The Proterozoic basement of this unit crops out again east of the Bozovici-Ravensca longitudinal fracture.

The Miniș Unit, which appears in upper geometric position, consists of prevailingly terrigenous epimetamorphic formations (micaceous quartzitic schists, graphite schists) for which we propose the name of "the Miniș Formation", introduced by Codarcea (1940), designating a "zone". The lithological-petrographical content as well as the metamorphic and deformational characters of this formation will be presented later on.

This unit is well exposed on the Miniș Valley, on the right tributaries of the Nera Valley from the Bozovici zone (Lighidia Valley, Agriș Valley, Moceriș Valley) as well as on the Nera Valley, east of Șopotul Nou and on its left tributaries (Boina Valley, Găvojdia Valley, Răchitii Valley).

The Nera Unit, which crops out on the western flank of the above-mentioned anticline, consists in the mapped area of only metamorphic formations of the Sebeș-Lotru Group, which are strongly regionally metamorphosed and mylonitized.

The visible relations of the formations from the Sebeș-Lotru Series with those of the Miniș Formation are always tectonic, marked by mylonites. The retrograde reactivation at the level of the greenschist facies of the rocks of the Sebeș-Lotru Group might be synchronous with the prograde metamorphism of the Miniș Formation (Caledonian).

Description of the Lithostratigraphic Entities

Formations of the Sebeș-Lotru Group. Formations belonging to the Sebeș-Lotru Group are present both in the upper Nera Unit and in the lower Bozovici Unit. The formations from the Nera Unit crop out both west and east of the granitoid Sichevița body, being found also as septa in the granite marginal zone. This sequence consists of mica-

Institutul Geologic al României

schists and plagiogneisses which belong to the complex C_4 of the Sebeș-Lotru Series, cf. Savu (1973). The amphibolites and quartz-feldspathic gneisses associated with the mentioned micaschists and plagiogneisses were assigned by the previous researchers either to the Sebeș-Lotru Series or to the Miniș Series (the retromorphosed and mylonitized sequences). Peridotite bodies are also associated, being subjected to retrograde transformation and serpentinization. The amphibolites and quartz-feldspathic gneisses from the Bozovici Unit were separated as the leptyno-amphibolitic horizon or formation by Savu (1973) and respectively Întorsureanu et al. (1983); they are well developed in the eastern compartment of the Bozovici-Ravensca fracture. The polymetamorphic rocks (micaschists, plagiogneisses, amphibolites) that crop out in the tectonic windows from the axial zone of the mentioned post-overthrust anticline belong also to the lower structural unit, being sometimes overlain unconformably by the basal microconglomerates of the Buceava Formation.

The presence of the index minerals: kyanite, staurolite, almandine in the metapelites of the Sebeș-Lotru Group (quoted by Savu, 1973; Andrei et al., 1982; Întorsureanu et al., 1983), the association consisting of green hornblende + anorthite plagioclase within amphibolites as well as the presence of the metatectic migmatites and of the metamorphic pegmatites allow us to establish the metamorphism conditions at the level of the almandine amphibolite facies.

The mineralogical content and the microstructural relations (superposed parageneses and structures) reveal the polymetamorphic character of the rocks acquired by successive metamorphisms, as it has already been proved by the Sebeș-Lotru Series metamorphics from the Getic Nappe (Hârtopanu, 1978; Iancu, Hârtopanu, 1979, 1980).

The retrograde adaptation at the level of the greenschist facies (chlorite, epidote, actinolite parageneses) is very strong in the zone between the Moceriș Valley and the Lighidia Valley, a fact that made most researchers attach the retromorphosed sequences of the Sebeș-Lotru Series to the Miniș Series, which influences also the estimation of the metamorphism conditions of this series.

The contact between the metamorphics of the Sebeș-Lotru Group from the upper Nera Unit and the rocks of the Miniș Formation (Miniș Median Unit) is marked by mylonites, being exposed on the Agriș and Lighidia Valleys.

Miniș Formation. We placed in this lithostratigraphic entity the prevailingly terrigenous formations (sericite-chlorite-graphite quartz schists, feldspathic quartzites) affected by prograde regional metamorphism at the level of the greenschist facies, which differ clearly both from the polymetamorphic rocks of the Sebeș-Lotru Group and from the very weakly metamorphosed volcano-sedimentary association — the Buceava Formation.

The Miniș Formation also includes subordinately metarhyolites that preserve premetamorphic phenocrysts of quartz and feldspar in a metamorphically recrystallized matrix as well as some metamorphosed basic rocks (basic tuffaceous schist or epidiorites-epigabbros (?).

Institutul Geologic al României

The visible relationships of the Miniș Formation with the rocks of the adjacent units are always tectonic (Lighidia Valley, Agriș Valley, Moceriș Valley).

The Miniș Formation shows clear evidence of regional metamorphism at the level of the greenschist facies (chlorite, epidote, actinote, albite parageneses), displaying typical features of metamorphics (strong metamorphic neoformation, metamorphic differentiation, B_1 flattened folds, synchronous with the general S_1 foliation, etc.) that contrast with the rocks of the Buceava Formation. It also shows microstructures (crenullation microfolds or B_2 kink type microfolds, S_2 cleavages) as well as a weak mineralogical reorganization due to a superposed regional deformational event. Unlike the formations of the Sebeș-Lotru Group, it does not show evidence of high-grade polymetamorphism or of mineral relicts (to attest a higher grade metamorphism than the biotite zone) or metatectic migmatization.

The age of the Miniș Formation is ante-Upper Carboniferous, probably Lower Paleozoic, indicating lithology and geotectonic evolution that differ clearly from those of the Sebeș-Lotru Group (Middle Proterozoic) on the one hand and from those of the Buceava Formation, which is obviously younger, on the other hand. The evolution of the Miniș Formation may be compared with that of the Lower Paleozoic formations from the Vodnic Group (the Bocșa Supragetic Unit, cf. Iancu, 1985).

Buceava Formation. We assigned to the Buceava Formation the rock association described by Andrei et al. (1982) and Matsch et al. (1983) under the name of the "basic volcano-sedimentary formation" in the Bozovici zone as well as the slightly deformed terrigenous formations overlying unconformably the formations of the Sebeș-Lotru Group (Buceava Series, cf. Streckeisen, 1934).

The basal sequences of the formations are represented by metaconglomerates and metasiltites and are well exposed south-east of Șopotul Nou (the new name of the Buceava locality) on the Găvojdia Valley and the right tributaries of the Răchiții Valley.

The upper part of the sequence is marked by the prevalence of metabasalts associated with argillites, metasiltites (similar to those from the basal part), carbonatic rocks and metagabbro-metadiorite bodies, being well exposed on the Miniș Valley, the Tăria Valley and the Mociorovița Valley. These formations crop out also in the tectonic windows from the axial zone of the above-described post-overthrust anticline.

The basic magmatic rocks, which were considered of Paleozoic age, were pointed out by Mînzatu (1956, 1957), Hanomolo et al. (1981), Paraschivescu et al. (1962) in Andrei et al. (1982) and figured on the map, scale 1 : 50 000, Lăpușnicu Mare sheet by Savu (in Năstăseanu, Savu, 1970).

Andrei et al. (1982) presented a detailed mineralogical-petrographical description of the basic magmatic rocks.

The authors of the present paper noticed the preservation of the premetamorphic structures and mineral parageneses (amphiboles,

Institutul Geologic al României

pyroxenes, plagioclases) as well as the neoformation of some minerals attesting the influence of a low grade metamorphism : actinolite, chlorite, albite, calcite, sericite, but also prehnite and pumpellyite (determined by X-ray diffraction by Matsch (in Andrei et al., 1982). The presence of the last two minerals attesting the existence of metamorphism indicates that the mineral transformations took place under very low temperature conditions and the absence of a significant stress, characteristic of burial metamorphism.

The terrigenous rocks of the Buceava Formation are represented by : metapsephites, metasiltites-meta-argillites, calcarenites.

The microstructural observations made by us pointed out the effects of some compression deformations of regional-orogen type, manifested by crenullation microfolds or of kink type, associated with an either axial plane or an ardesian type (S_1), partially penetrative cleavage.

The neoformation of the minerals : chlorite, phengite, quartz, calcite, within siltites and argillites takes place either on the cleavage planes or in the bedding plane — S_0 (in the more competent rhythms within siltites and sandstones). The small amount of neoformation minerals and their coexistence with a great amount of premetamorphic minerals are features characteristic of the weakly metamorphosed (anchimetamorphic) rocks.

The development of the rocks on cleavages formed through compression (folding) of regional type attests the involvement of the volcano-sedimentary formation in low-grade dynamo-thermal metamorphic processes. The estimation of the physical conditions can be made based on the prehnite-pumpellyite association from the basic rocks which indicate the prehnite-pumpellyite facies (Matsch in Andrei et al., 1982). In addition to the mentioned minerals there are also actinolite, clinozoisite, chlorite, albite. The transformation succession actinolite-chlorite as well as the microstructural aspects suggest a more complex metamorphic evolution.

It should be underlined that all the rocks of the Buceava Formation preserve well the premetamorphic structures and minerals, while the effects of deformations are inhomogeneous and differentiated. The metamorphic neoformation takes place either in the rock mass, statically (or apparently statically), or on the cleavage planes.

The Buceava Formation is of ante-Upper Carboniferous age and younger than the Miniș Formation which had a more complex metamorphic and deformational evolution.

Both the lithological and petrographical association of the Buceava Formation (except the basalts) and the type of deformations associated with low-grade metamorphism, remind of the character of the Valea Satului volcano-sedimentary formation (Devonian-Lower Carboniferous) from the Moniom Nappe, situated west of the Reșița-Moldova Nouă zone (Iancu, 1985 a, b ; Visarion, Iancu, 1985).

Conclusions

Within the Getic Nappe, in the Bozovici-Șopotul Nou zone, the following pre-Alpine (end of the Variscan orogenesis) structural units

Institutul Geologic al României

were identified : the Bozovici Unit (in lower geometric position), the Miniș Unit, and the Nera Unit.

These units, of the type of the overthrust nappes, are spatially superposed and unconformably overlain by formations of the Variscan molasse (Upper Carboniferous-Permian) and of the Mesozoic cover (the Reșița-Moldova Nouă zone).

The mentioned structural units were affected by post-overthrust folds and longitudinal fractures of regional extension.

These units consist of the following lithostratigraphic entities :

— formations of the Sebeș-Lotru Group (Middle Proterozoic) ;

— Miniș Formation (Lower Paleozoic) ;

— Buceava Formation (Middle Paleozoic).

The existence of some structures of the overthrust nappe type of Paleozoic age (Variscan orogenesis) is pointed out for the first time in the Bozovici-Șopotul Nou zone. Also valuable information on the lithological and petrographical-mineralogical content of three sequences varying in age and of different metamorphic evolution is provided.

REFERENCES

Andrei Al., Matsch E., Serafimovici V., Voicu M., Țambrea P. (1982) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

Bercia I., Bercia E. (1975) Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat-Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLIII, p. 5-13, București.

Bîrlea I. (1976) Studiul mineralelor accesorii din masivul granitoid de Sichevița (Munții Almajului). Thesis of doctor's degree, Univ. București.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau du Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX (1936), 74 p., București.

Iancu V. (1985 a) Metamorphism and Deformation Further Indicators in Establishing the Lithostratigraphic Succession of some Polycyclic Formations. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXIX, p. 21-30, București.

— (1985 b) Lower Supragetic Nappes of the Banat, Moniom-Dognecea Zone. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5, p. 31-36, București.

Întorsureanu I., Pomîrleanu V., Rogge E., Șerbănescu A., Movileanu A., Vanghelie I. (1983) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

Kräutner H., Năstăseanu S., Bercia I., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and its Relations with the pre-Paleozoic Basement. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr., Guide to Excurs. A1*, București.

Matsch et al. (1983) Report, archives of the I.P.G.G., București.

Năstăseanu S., Savu H. (1970) Harta geologică a RSR, sc. 1 : 50 000, foaia Lăpușnicu Mare, Inst. Geol. Geofiz., București.

— Stănoiu I., Popa E., Moraru D., Antonescu E., Drăgănescu A., Szász L. (1977) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

— Mărunțiu M., Stancu I., Mărunțeanu M., Întorsureanu I. (1981) Harta geologică a RSR, sc. 1 : 50 000, foaia Sichevița, Inst. Geol. Geofiz., București.

Institutul Geologic al României

Savu H. (1970) Stratigrafia şi izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munţii Semenic. *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 223-311, Bucureşti.

— (1973) Stratigrafia, tectonica şi metamorfismul formaţiunilor din etajul superior al Precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 18, 1, p. 13-29, Bucureşti.

Stan N., Întorsureanu I., Tiepac I., Iancu V., Boştinescu S., Săbău G., Udrescu C., Şerbănescu A., Grabari G. (1986) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., Bucureşti.

Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI (1931), p. 327-419, Bucureşti.

Visarion A., Iancu V. (1985) Asupra vîrstei devonian-carbonifer inferioare a formaţiunilor slab metamorfozate din pînza de Moniom (Banat). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/3, Bucureşti.

UNITĂŢI TECTONICE VARISTICE ÎN CADRUL DOMENIULUI GETIC, ZONA BOZOVICI

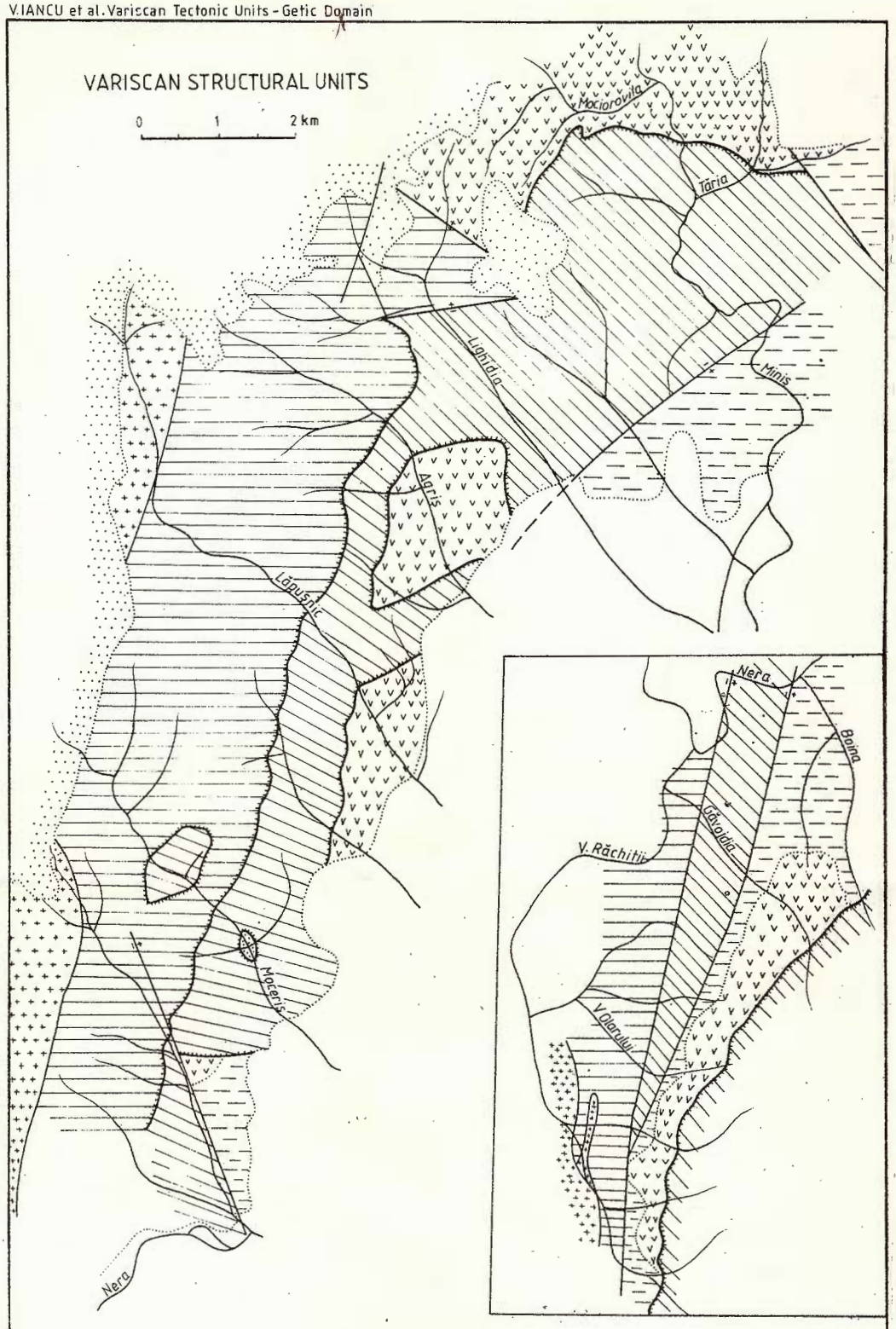
(Rezumat)

Formaţiunile metamorfice din zona Bozovici-Şopotul Nou prezintă relaţii complicate, ca urmare a implicării lor în structuri de şariaj, la finele orogenezei varistice. Unităţile structurale suprapuse sînt cutate post-şariaj şi acoperite discordant de formaţiuni ale molasei varistice, de vîrstă carbonifer superioară. Au fost separate următoarele unităţi structurale : unitatea de Bozovici (în poziţie geometrică inferioară), unitatea de Miniş şi unitatea de Nera.

La constituţia acestor unităţi structurale participă formaţiuni proterozoice ale grupului Sebeş-Lotru (unitatea inferioară de Bozovici şi unitatea de Nera), formaţiunea paleozoic inferioară de Miniş (unitatea de Miniş) şi formaţiunea vulcanogen-sedimentară de Buceava (unitatea inferioară de Bozovici). Formaţiunea de Buceava se află în relaţii normale cu formaţiunile grupului Sebeş-Lotru din unitatea de Bozovici, ambele fiind acoperite tectonic de unitatea de Miniş. Formaţiunea de Miniş oferă la zi doar relaţii tectonice (marcate de milonite) cu metamorfitele grupului Sebeş-Lotru.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

D. S Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 161—168

ALPINE STRUCTURAL UNITS IN THE ALMAJ MOUNTAINS [1]

BY

SERGIU NĂSTĂSEANU [2], ILEANA POPESCU [2], EUGEN NEGREA [2]

Structural unit. Alpine tectonics. Cozla-Svinecea Nappes. Drencova Nappe. Wildflysch. Sirinia Unit. Olistoliths. South Carpathians — Sedimentary Danubian domain — Svinița-Svinecea zone.

Abstract

On the territory of Sirinia sedimentary zone, four alpine structural units have been pointed out from top to bottom : Getic Nappe, Cozla-Svinecea Nappe, Drencova Nappe and Sirinia Unit.

Résumé

Les unités structurales alpines des Monts Almaj. Sur le territoire de la zone de sédimentation Sirinia on a mis en évidence quatre unités structurales alpines, d'en haut en bas : la nappe gétique, la nappe de Cozla-Svinecea, la nappe de Drencova et l'unité de Sirinia.

Introduction

The geographical area of the Almaj Mts corresponds geologically to the internal extremity of the Danubian Domain, the Sirinia sedimentary zone respectively (sensu Codarcea, 1940).

The western part of the Sirinia zone was strongly affected by alpine tectogenesis as shown in all previous works (Răileanu, 1953 ; Codarcea et al., 1961 ; Boldur et al., 1964 ; Stilla et al., 1971 ; Pitulea

[1] Received on May 13, 1985, accepted for communication and publication on May 13, 1985, presented at the meeting on May 15, 1985.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

et al., 1979) especially on the maps full of scales, and reversed, vertical and slip faults. A complete structural image of the Sirinia zone (Năstăseanu et al., 1981) includes the Hercynian units (Almaj and Ogradena) separated by pre-sudetian Mraconia tectonic line and alpine units (Cozla and Svinecea nappes) pointed out by Laramian overthrusting planes.

Recent investigations in the Almaj Mts resulted in a new alpine structural image, especially of the Danubian formations in the Sirinia zone synthetically presented in the next pages.

Major Alpine Units

The alpine structural image of the Almaj Mts includes from top to bottom the following major units: Getic Nappe, Cozla-Svinecea Nappe, Drencova Nappe and Sirinia Unit (Pl. I, II and III).

Getic Nappe

South of Sopotu Vechi towards Cîrşia Ilovei, east of Rudăria tectonic line, there are several nappe outliers, as remnants of the Getic Nappe. They are constituted of mica gneisses bearing garnets, paragneisses, quartz-feldspar gneisses and micaschists, characteristic of the Sebeş-Lotru Series. The metamorphic of this series ascribed to the Upper Precambrian A, overlie both the Danubian metamorphics and their sedimentary cover from the Cozla-Svinecea Unit (Pl. I and II).

The Getic Nappe was initially considered of Alpine age (Murgoci, 1905) and later assigned to the Laramian (Codarcea, 1940).

Cozla-Svinecea Nappe

Along the Danube, between Berzasca and Cozla, the Ielova metamorphics (Upper Precambrian A) overlie the Mesozoic and Paleozoic deposits of a lower unit (Drencova Nappe). The overthrust plane is well exposed especially on the hill foot between the Recica Valley and Weirauf Valley where the Ielova Series covers the Devonian Drencova Formation. According to a previous interpretation (Năstăseanu et al., 1981), this tectonic contact pointed to the Cozla Nappe whose plane was correlated to the north with the Cozla fault plane (Răileanu, 1953) and finally disappeared in the Rudăria fault towards north. Detailed mapping proved that the overthrust plane did not continue with the Cozla fault, but it was interrupted by the latter. So, north of the Cozla Valley, the overthrust plane is affected by the Cozla fault along which, the nappe falls into the western compartment and contacts the Mesozoic deposits of a lower unit (Sirinia Unit) which are placed in the uplifted eastern compartment. The Cozla fault prolongs towards north and disappears in the Getic Nappe outlier from Cîrşia Ilovei (Pl. I, II). Between Streniacul Cameniţei and Stîna Valley there is also a post-nappe fault, almost parallel to the previous one, but it has several east-westward slips, along which the Ielova Series metamorphics contact the Mesozoic deposits in the uplifted western compartment of

Institutul Geologic al României

the Sirinia Unit. This fault, which we report for the first time, is exposed in several places, the most relevant one on Ogaşul lui Manole. Therefore, we shall refer to it as "Manole Fault". The Svinecea Nappe was considered (Năstăseanu et al., 1981) to develop east of Manole fault. At present, it is argued that, in fact, it is the same nappe whose plane fallen on the fault, crops out again on Cracul Buconilor and with some interruptions, because of other post-nappe faults, it can be reconstituted up to the western slope of Svinecea Mt (Pl. I). It is worth noticing that, in the Stănic Valley and especially Comoreşniţa Valley, the Ielova Series metamorphics overlie directly the deposits of Senonian wildflysch formation (Pl. II, section I) which accounts for the Laramian age of this nappe.

The sedimentary cover of the Cozla-Svinecea Nappe consists of Hercynian molasse deposits represented only by Permian ones and Jurassic-Lower Cretaceous deposits. The last ones have shallow condensed facies with sedimentary gaps among them, followed by intense erosion sometimes. For example, at Şopot (Cracul Poleşnic) the Danubian metamorphics are unconformably overlain by very thin Permian deposits (sandstones and red clays with ferruginous oolites), unconformably underlying the Lower Jurassic deposits with coal and argillaceous shales at the base, and shales alternating with black fossiliferous siltites at the top (Pl. III). However, at Cîrşia Ilovei, the thicker Permian red detrital deposits are unconformably overlain by Bajocian detrital and spathic limestones, which underlie the entire sequence of Mesojurassic-Eocretaceous carbonate deposits (Pl. III).

Within the Cozla-Svinecea Nappe, the sedimentary cover is sparsely developed mainly in numerous dipping scales.

Therefore, the Cozla-Svinecea Nappe is a Laramian unit shifted from west to east, from the internal end of the Danubian Domain, reaching an allochthonous position over the formations which are placed in the axis of the Sirinia synclinorium. We consider that this interpretation accounts much better for the asymmetry of the Sirinia synclinorium (Răileanu, 1953; Codarcea et al., 1961; Stilla et al., 1971; Săndulescu, 1984) which explained it by means of the scale generation on the western border of the sedimentation area. Scale folds cannot account enough for total lack of lithofacial equivalence, thickness and chronostratigraphical succession, on either side of the same tectonic plane.

Drencova Nappe

Below the Cozla-Svinecea Nappe, on the Danube bank, between Berzasca and Cozla, there is an exposure of the Drencova Formation, unconformably overlain by Hercynian molasse and Mesozoic deposits, which form together the next lower unit, Drencova Nappe respectively. The base of this nappe is not exposed in this region but it crops out towards the north, in the Rîul Rece Valley (Tarcu Mts). There, Lower Jurassic deposits from the Presacina zone are overthrust by metamorphic rocks similar to those of the Ielova Series which support unconformably the Rîul Rece Formation (Năstăseanu, 1979 a) previously equated to the Drencova Formation (Năstăseanu, 1979 b).

Institutul Geologic al României

Drencova Nappe front is affected by a recent NS trending fault, which suddenly interrupts the eastward nappe development. Along this fault, the eastern compartment is fallen, accompanied by outcropping metamorphics of the Cozla-Svinecea Nappe, while the western compartment is uplifted and emphasizes the window where the Drencova Formation develops (Pl. I, II).

The formations which constitute the nappe are generally less developed excepting the Drencova Formation (Pl. III). Its base consists of a serniphite pile, well represented on Weirauf Valley, overlain by a thick series of black argillites alternating with cinerites and mafic rocks, having a typical aspect of volcano-sedimentary formation. The Drencova Formation has been assigned to the Devonian based on palinologic proofs (Năstăseanu, Bițoianu, 1970). The Devonian deposits from the syncline east of Berzasca are unconformably overlain by Permian red detrital deposits ; below them, an old drilling pointed also to gritty-conglomerate deposits probably Upper Carboniferous in age. Permian deposits are unconformably covered by Lower Jurassic gritstones and coaly shales, which transgressively support the Bajocian detrital and spathic limestones, followed by limestones which may include Neocomian marly limestones too. The eastern limb of this small syncline is laminated by a NS trending fault. At the same time, this fault causes the fall of the eastern compartment so that the metamorphics of the Cozla-Svinecea Nappe contact the Mesozoic deposits in the western compartment.

The Alpine age of this nappe was proved by the section of the Rîul Rece Valley where the overthrust plane overlies the Eojurassic deposits. It is supposed to belong to the tectonic units emplaced during the Austrian phase.

Sirinia Unit

Most of Sirinia sedimentary area is assigned to this unit (Pl. I) which, according to actual interpretation represents the relative autochthon of the above described units (Pl. II).

The pre-Sudetian basement of this unit is mostly constituted of Ielova Series metamorphics and Poiana Mraconia ones of the Almaj Unit and a few mafic and ultramafic rocks of the Ogradena Unit.

The sedimentary cover is well represented by Hercynian molasse deposits and those of two Mesozoic sedimentary cycles, synthetically represented in Camenița and Dragosela-Bigăr stratigraphic columns (Pl. III).

The Hercynian molasse is very thick especially in the southern part of the zone (Ielișeva Valley-Sirinia Valley) and unconformably overlies the crystalline basement. It consists of : at base coal-bearing continental-lacustrine detrital deposits, sometimes associated with basaltic rocks (Răileanu, 1953 ; Bițoianu et al., 1966 ; Stănoiu, Stan, 1983) ascribed to Westphalian C-Stephanian A (Bițoianu, 1973) and at the top a red volcano-sedimentary formation, which is mainly constituted of two detrital continental terrigenous and volcanic subfacies (Năstă-

Institutul Geologic al României

seanu, 1979 b), covered in places by rhyolitic and ignimbritic rocks (Stănoiu, Stan, 1983), all of them belonging to the Permian.

The first Mesozoic sedimentation cycle starts during Lower Jurassic with coal deposits in the Gresten facies and continues with carbonate deposits till the Lower Cretaceous. The deposits of this cycle are much thicker than in the other mentioned units and have no stratigraphic gaps, especially in Bigăr region (Pl. III). Only in the southern extremity (Munteana) and SE one (Svinița), some partial stratigraphic condensations are noticed.

The second sedimentation cycle belongs to Upper Cretaceous and follows after an emergence period, which probably started at the end of Albian. As a result of the Austrian phase, the paleogeographic conditions of the Sirinia zone change, the sedimentation area diminishes and under conditions of tectonic instability the wildflysch formation ascribed to Upper Turonian-Senonian deposits (Pop, 1976).

The wildflysch formation of this unit has generally paratypical aspects, being constituted of conglomerates with gritty episodes and frequent olistoliths from the Cozla-Svinecea Nappe formations. The blocks embedded in the gritty-conglomerate matrix are often provided by Mesojurassic-Eocretaceous limestones, Eojurassic and Permian deposits and very seldom by the Ielova Series metamorphics. Their size varies a lot, sometimes exceeds 500 m^3, as for example Cozla and Camenița olistoliths.

Cozla olistolith represents a huge block detached from the Cozla-Svinecea Nappe, during its shifting eastwards and gravitationally slipped in front sedimentation area. This is proved by numerous drillings which crossed the olistolith and came across without exception the gritty-conglomerate deposits of the wildflysch formation. As it was shown in numerous works (Răileanu, 1953 ; Boldur et al., 1964 ; Stilla et al., 1971 ; Pitulea et al., 1979) the olistolith is especially constituted of Eojurassic and Permian deposits, and scarce metamorphic interlaverings. The olistolith preserves some initial synclinal features, but the fractures and fissures generated during its shifting caused the random interpenetration of the different formations impeding on coal mining at Cozla.

The drillings located immediately north of the Cozla olistolith on the left slope of the Berzasca Valley pointed to the lack of its continuity. They directly crossed the wildflysch formation from Hercynian molasse deposits and then the Sirinia Unit metamorphics. Therefore, the hypothesis of an overthrust along a reversed fault (scale) is excluded as the drillings should have met the Jurassic-Lower Cretaceous formations and then those of Hercynian molasse.

The Camenița olistolith investigated for the Jurassic coal is of small size, but has a more obvious embedded position as compared to the Cozla one. The drilling 22 723 ISEM crossed the Upper Cretaceous deposits from the surface down to 244 m depth, then continued crossing the Lower Jurassic deposits, down to 292 m depth and below this depth it crossed again the Upper Cretaceous deposits. The drilling 22 726/33 also confirms the hypothesis of embedded blocks be-

Institutul Geologic al României

cause it crossed the Eojurassic deposits from 0 to 60 m then the Bajocian spathic limestones from 60 to 70 m and the Upper Cretaceous gritstones and conglomerates from 70 to 233 m. It is obvious that the drilling crossed a block overturned during the glide. The drilling 44 706/110 offers another proof of chaotic sedimentation of wildflysch type in the so-called Cozla-Camenița Syncline. The drilling crossed : 0-90 m Upper Cretaceous deposits (K_2), 90-115 m Eojurassic deposits (J_1), 115-130 m K_2, 130-150 m J_1, 150-164 m K_2, 164-187 m J_1, 187-195 m K_2, 195-200 m J_1, 200-247 m K_2, then entered Permian deposits.

The allochthonous position of Cozla and Camenița Lower Jurassic deposits was previously defined as Cozla Nappe outlier (Pitulea et al., 1979). Therefore, we present drilling data which account for the chaotic position and sedimentary origin of the blocks of different ages contained by the wildflysch formation matrix.

The detailed structure of the Sirinia Unit abunds in plicative and disjunctive elements, mostly belonging to Austrian and Laramian tectogenesis phases. It has already been presented in numerous previous works and it is not the object of this paper.

Conclusions

The description of the alpine structural units in the Almaj Mts offers a new structural image of the internal part of the Danubian Domain.

The Cozla-Svinecea Nappe accounts for the asymmetry of the Sirinia synclinorium and points out the source of the olistoliths from the Sirinia Unit wildflysch.

The Drencova Unit defined as an intermediate unit between the Cozla Nappe and the Sirinia Unit, contributes to the study of the internal part of the Danubian Domain.

The wildflysch formation with its paratypical aspects, from the Sirinia Unit, helps us to notice some important olistoliths as those from Cozla and Camenița.

The Alpine structural image of the Almaj Mts offers new premises for a tectonic interpretation of the Jurassic coal deposits, as well as new trends of geological investigation of coal in the Sirinia zone. This because the NE part of the Sirinia Unit represents an area of major interest for Jurassic coal while for the western one (Cozla-Camenița) there is no prospect of extending the already known deposits. Cozla-Svinecea Nappe is the second zone with coal prospects but is rather limited.

REFERENCES

Bițoianu C., Răzeșu Sm., Pitulea Gh. (1966) Considerații stratigrafice și petrografice asupra cărbunilor întîlniți în forajul de la Camenița. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LII/1, p. 25-32, București.

Institutul Geologic al României

— (1973) La flore du Carbonifère supérieur de la Roumanie. VII-ème Congrès Intern. Stratigr. et Géol. du Carbonifère, II, Krefeld, 1971, *C. R. II*, p. 115-127, Krefeld.

Boldur C., Stănoiu I., Stilla Al. (1964) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni superiori în regiunea Svinița-Svinecea Mare. Report, archives of the IGG, București.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.*, XX, București.

— Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Assoc. Geol. Carp.-Balk., Guide Exc. C, V-e Congr.*, 126 p., București.

Murgoci-Munteanu G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C. R. Acad. Sci.*, VII, 31, Paris.

Năstăseanu S., Bițoianu C. (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/4, p. 19-27, București.

— (1979 a) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV, p. 155-280, București.

— (1979 b) Les formations sédimentaires paléozoïques supérieures et mésozoïques du Banat. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 23, p. 159-166, București.

— Bercia I., Iancu V., Vlad Ș., Hârtopanu I. (1981) The structure of the South Carpathians (Mehedinți-Banat area). *Assoc. Geol. Carp.-Balk., 12th Congr., Guide B2*, 100 p., 2 pl., 15 fig., București.

Pitulea Gh., Ghika E., Cocișiu Alex., Grigoraș I., Balabaș T., Neacșu D., Tăbăcilă Gh. (1979) Raport geologic de sinteză cu situația rezervelor de huilă cocsificabilă, determinate prin prospecțiuni și explorări de detaliu cu foraje și lucrări miniere executate în perimetrul Camenița — comuna Berzasca, jud. Caraș-Severin. Report, archives of the IFLGS, București.

Pop Gr. (1967) Les faciès du Cénomanien des Carpathes Méridionales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-e Congr.*, p. 495-502, Belgrad.

Răileanu Gr (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Bul. științ. (Geol.-Geogr.)*, 3/V, p. 307-409, București.

Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Edit. tehnică, 334, p., 2 pl., 108 fig., București.

Stănoiu I., Stan N. (1983) Litostratigrafia molasei permo-carbonifere din regiunea Munteana-Svinița-Tîlva Frasinului (Banat). D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXX/4, București.

Stilla Al., Radu A., Matache I., Stratulat P., Visarion A., (1971) Raport geologic. Sinteza lucrărilor de cercetare geologică întreprinse pentru cărbuni superiori în zona Sirinia (jud. Caraș-Severin și Mehedinți). Report, archives of the I.G.G., București.

UNITĂȚILE STRUCTURALE ALPINE DIN MUNȚII ALMAJULUI

(Rezumat)

Schema structurală a zonei de sedimentare Sirinia pe teritoriul Munților Almajului cuprinde, de sus în jos, următoarele unități alpine : pînza getică, pînza de Cozla-Svinecea, pînza de Drencova și unitatea de Sirinia.

Institutul Geologic al României

Pînza de Cozla-Svinecea este alcătuită din metamorfitele seriei de Ielova și o cuvertură sedimentară subțire, reprezentată prin depozite permiene și jurasic-cretacic inferioare, ultimele cu numeroase discontinuități și lacune de sedimentare.

Pînza de Drencova este formată în principal din formațiunea de Drencova devoniană, care suportă discordant depozitele molasei hercinice (Carbonifer superior-Permian inferior), urmate de depozite detritice jurasic inferioare și calcaroase jurasic medii și superioare, cu o grosime mică.

Unitatea de Sirinia are dezvoltarea cea mai mare pe acest teritoriu : fundamentul cristalin este alcătuit din metamorfitele seriilor de Ielova și Poiana Mraconia. Primul termen al cuverturii sedimentare aparține molasei hercinice, care prezintă grosimi mari, mai ales în partea meridională a regiunii. Primul ciclu mezozoic începe în Jurasicul inferior cu depozite în facies de Gresten cu cărbuni și se continuă cu depozite carbonatice pînă în Cretacicul inferior. Al doilea ciclu de sedimentare aparține Cretacicului superior reprezentat prin formațiunea de wildfliș, care este totodată și cuvertura postaustrică a pînzei de Drencova. Formațiunea de wildfliș din această unitate oferă aspecte în general paratipice, fiind constituită din conglomerate și gresii cu frecvente olistolite însedimentate, unele de mari dimensiuni (Cozla, Cameniță), provenite din corpul pînzei de Cozla-Svinecea. Poziția alohtonă a depozitelor jurasic inferioare de la Cozla și Cameniță este argumentată de numeroase date de foraj.

Aspectul structural major se datorește fazelor de tectogeneză austrică și laramică, prima fiind responsabilă pentru șariajul pînzei de Drencova, iar a doua, pentru șariajul pînzei de Cozla-Svinecea. Întregul edificiu structural a fost afectat de faze de diastrofism mai noi, care au generat o serie de falii verticale de mare amploare cu direcția N-S și falii de decroșare cu direcția V-E, cu dezvoltare redusă.

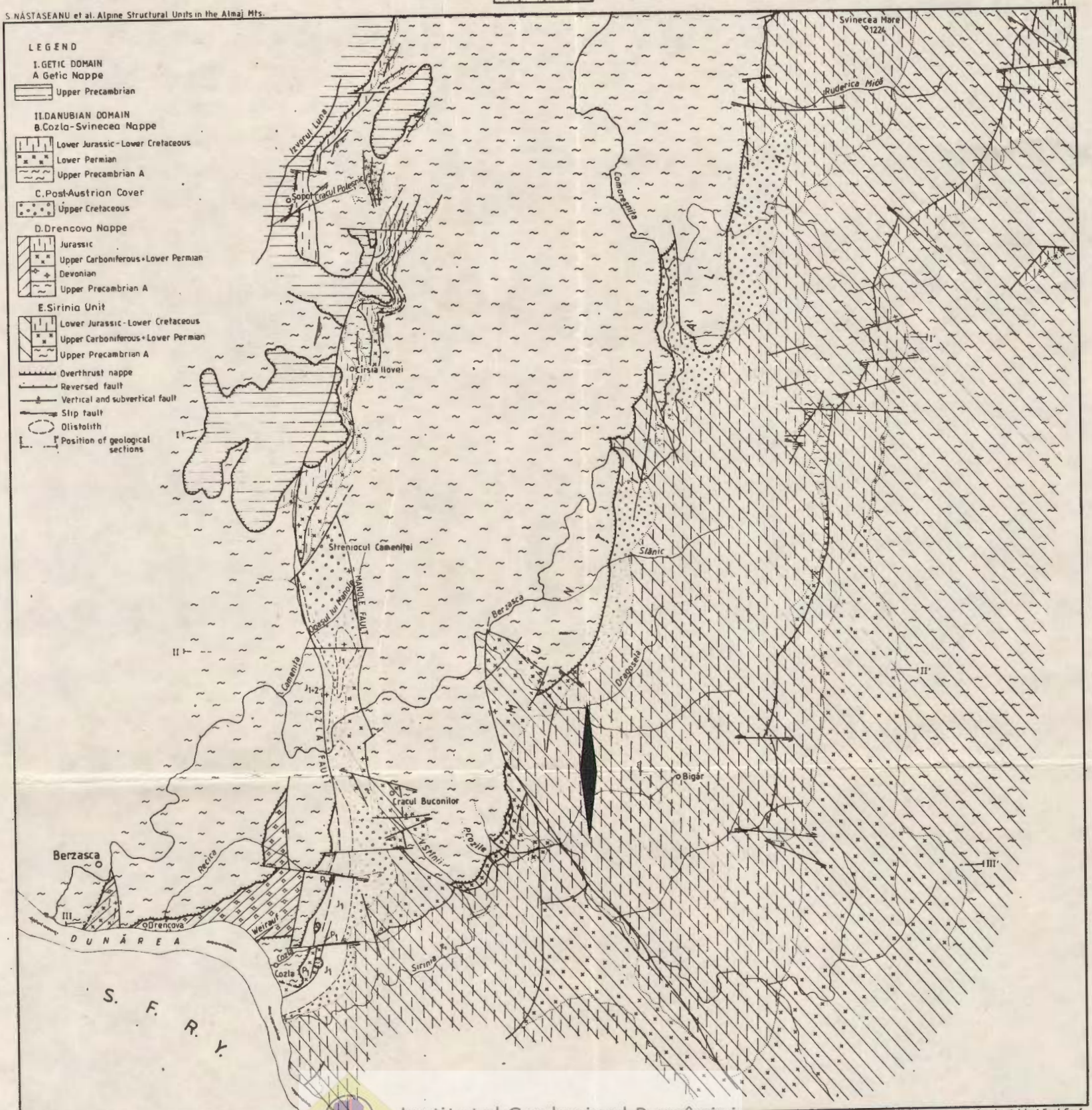
Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU, I. POPESCU, E. NEGREA

SKETCH OF ALPINE STRUCTURAL UNITS FROM ALMAJ MOUNTAINS

0 1 2 km

S. NĂSTĂSEANU et al. Alpine Structural Units in the Almaj Mts.



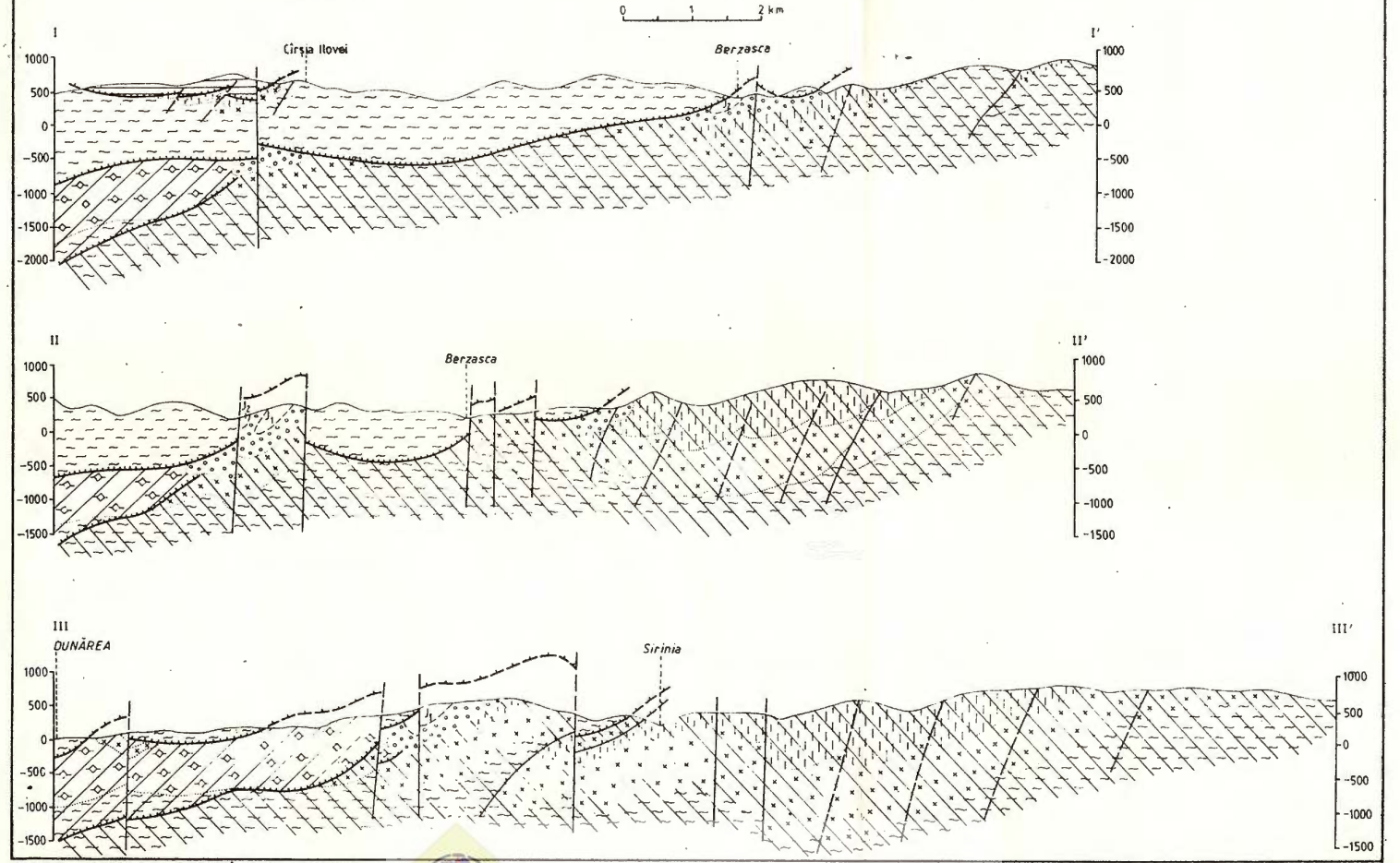
Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă vol. 72-73/5

Imprim. atel. Inst. Geol. Geof.

S. NĂSTĂSEANU, I. POPESCU, E. NEGREA

SCHEMATIC SECTIONS THROUGH THE UNITS IN THE ALMAJ MTS.

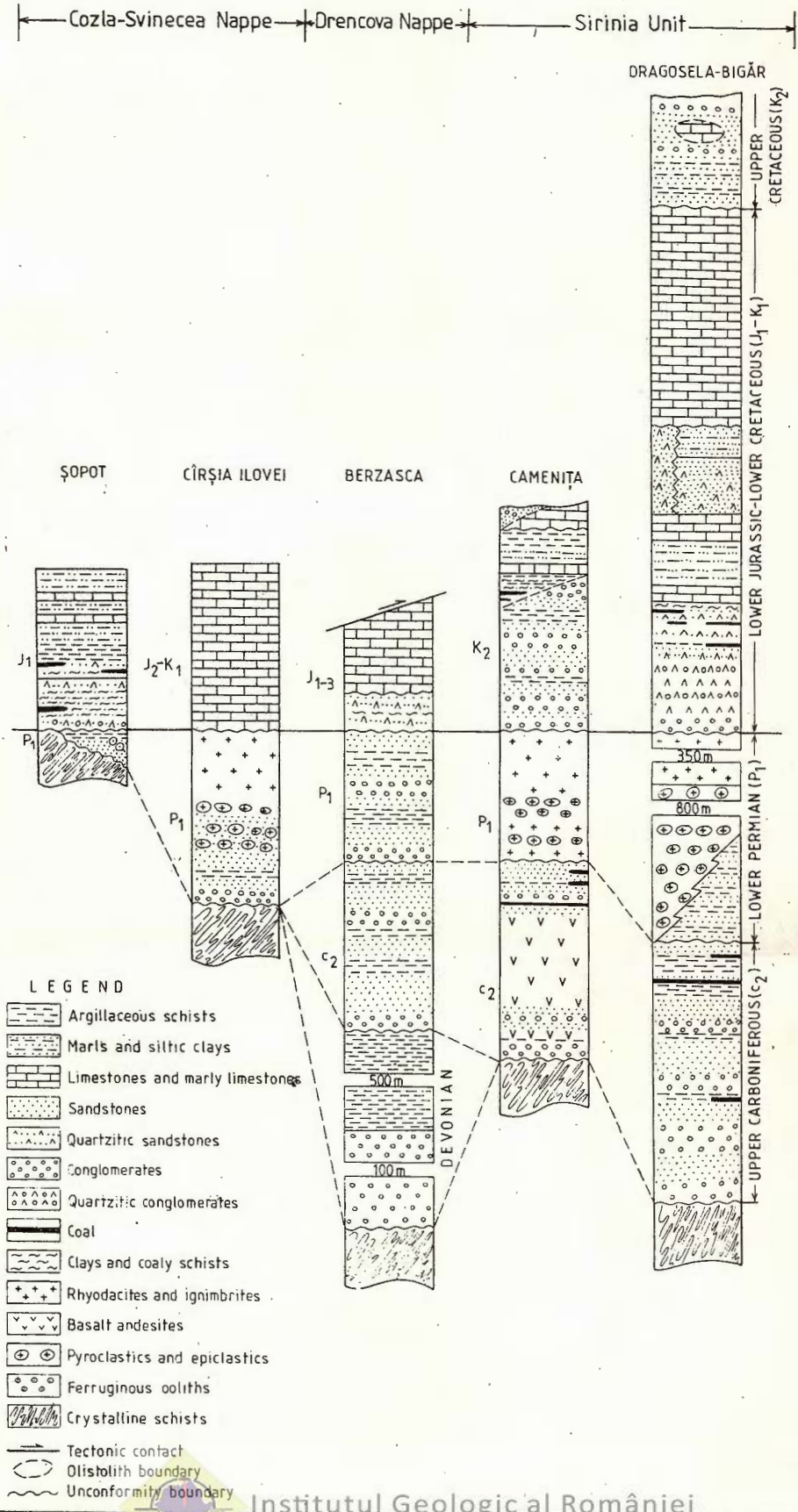


Institutul Geologic al României

Imprim. atel. Inst. Geol. Geof.

S.NĂSTĂSEANU, I.POPESCU, E.NEGREA

LITHOSTRATIGRAPHIC COLUMNS OF SEDIMENTARY DEPOSITS IN ALMAJ MTS.



Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72–73/5 (1985; 1986), 1988, pag. 171—179

SCHEMA PRELIMINARĂ A UNITĂȚILOR STRUCTURALE DIN BAZINELE VĂILOR BELA RECA ȘI RÎUL RECE [1]

DE

SERGIU NĂSTĂSEANU [2], VIORICA IANCU [2], DOINA-RUSSO-SĂNDULESCU [2]

Structural units. Alpine Austrian Units. Rîul Rece Nappe. Nijudimu Unit. Laramian tectonics. Nappes. Reverse faults. South Carpathians — Crystalline Danubian domain — Almaj Mountains and the crystalline islands Hideg and Domașnea; Sedimentary Danubian Domain — Feneș zone.

Abstract

Preliminary Sketch of the Structural Units from the Basins of the Bela Reca and Rîul Rece Valleys. A nappe structure which resulted from Austrian and Laramian paroxysmal tectogenetic phases has been pointed out within the Danubian Domain in the Rîul Rece-Cornereva zone. These units underlying the Getic Nappe are: Feneș-Arjana Nappe, Rîul Rece Nappe and Nijudimu and Cornereva units. The lithostratigraphic content of these units is represented by Precambrian and Paleozoic metamorphosed formations, Hercynian molasse deposits and Mesozoic cover deposits bearing differentiated Jurassic-Eocretaceous facies and some features characteristic of the Senonian, post-nappe cover.

Résumé

Schéma préliminaire des unités structurales des bassins des vallées de Bela Reca et de Rîul Rece. A l'intérieur du domaine danubien, dans la zone Rîul Rece-Cornereva, on a mis en évidence une structure en nappes de charriage, générée par les phases tectogénétiques paroxysmales autrichienne et laramienne. Ces unités, situées au-dessous de la nappe gétique, sont: la nappe de Feneș-Arjana, la nappe de Rîul Rece et les unités de Nijudimu et Cornereva. Le contenu lithostratigraphique de ces unités renferme des formations précambriennes et paléozoïques métamorphosées, des dépôts de la molasse hercynienne

[1] Depusă la 13 mai 1985, acceptată pentru comunicare și publicare la 13 mai 1985, comunicată în ședința din 20 mai 1985.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.

Institutul Geologic al României

et des dépôts de la couverture mésozoïques, à faciès différenciés pour le cycle jurassique-éocrétacé et certains caractères communs pour la couverture post-charriage, sénonienne.

Introducere

În cursul inferior al văii Rîul Rece și cel superior al văii Bela Reca se dezvoltă formațiuni geologice care, în cea mai mare parte, aparțin părții interne a domeniului danubian (zona Presacina) și numai în mică măsură se află formațiuni ce aparțin domeniului getic. Poziția în pînză de șariaj a formațiunilor getice peste cele danubiene a fost de mult argumentată (Murgoci, 1905). Ulterior s-a completat imaginea tectonică a Carpaților Meridionali cu semnalarea, între pînza getică și danubian, și a altor unități (duplicaturile Arjana și Cerna) de mai mică amploare (Codarcea, 1940). În cadrul restrîns al zonei Presacina s-au definit faciesurile de Presacina și Feneș, pentru depozitele jurasic-cretacic inferioare și s-a semnalat formațiunea de wildfliș a Cretacicului superior, în care s-au inclus (Năstăseanu, 1970) ca olistolite rocile atribuite anterior pînzei de Arjana.

Cercetările recente au adus elemente noi de cunoaștere, favorabile reinterpretării structurii părții interne a domeniului danubian. Completarea imaginii structurale necesită însă investigații detaliate mai ales la nord de valea Rîului Rece. Din acest motiv prezentăm în această notă schema structurală preliminară a regiunii menționate, urmînd ca ea să fie completată și extinsă regional în viitor.

Unități structurale alpine

Unitățile structurale majore, din fazele de tectogeneză alpină, care au fost recunoscute în regiune, sînt următoarele : pînza getică, pînza de Feneș-Arjana, pînza de Rîul Rece, unitatea de Nijudimu și unitatea de Cornereva.

Pînza getică

În regiunea la care ne referim (pl.), pînza getică (Murgoci, 1905) este puțin reprezentată pe marginea vestică, la est de Domașnea, și mai extinsă în partea estică în peticul de acoperire din Munții Godeanu.

Pînza getică este constituită din metamorfitele seriei de Sebeș-Lotru (Precambrian superior). Aceasta este constituită din diverse complexe și orizonturi care cuprind în principal : paragnaise, gnaise cuarțo-feldspatice, micașisturi, amfibolite și gnaise amfibolice (Savu, 1969 ; Bercia, 1975).

Pînza de Feneș-Arjana

În muntele Cozia și la nord de acesta, în bazinul văii Rîului Rece, se dezvoltă o unitate tectonică alcătuită integral dintr-o formațiune

Institutul Geologic al României

vulcano-sedimentară (Mezojurasic-Neojurasic). La nord de valea Rîul Rece se cunosc însă și depozite în facies de wildfliș (Senonian) care, parțial, pot aparține pînzei.

Formațiunea vulcano-sedimentară este alcătuită dintr-o alternanță de roci piroclastice și epiclastice cu intercalații subțiri de curgeri de lave, precum și cu intruziuni hipabisice. Atît rocile eruptive bazice, cît și dykeurile și corpurile din suita leucocrată prezintă evidente caractere alcaline.

Rocile bazice sînt reprezentate prin curgeri subțiri de trahibazalte și bazalte alcaline alveolare, uneori cu aspect de pilow-lave, precum și prin tufuri bazice vitro-litocristaloclastice.

Piroclastitele grosiere sînt de obicei mixte, alcătuite din elemente de bazalte cu structuri variate.

Suita leucocrată este reprezentată doar prin silluri și corpuri cu forme neregulate de sienite porfirice. Rocile prezintă o masă fundamentală complet cristalizată, cu structuri uneori trahitoide, și fenocristale mari de faldspat alcalin.

Epiclastitele sînt alcătuite din fragmente de roci trahitice, sienitice și bazaltice, cristale de feldspat alcalin și rare granule de cuarț sau argile, slab rulate, prinse într-un ciment pelicular cloritos, mai rar carbonatic.

Chimismul magmatitelor din formațiunea vulcano-sedimentară, atît în ceea ce privește rocile bazice cît și cele felsice, arată similitudini remarcabile cu suitele alcaline specifice unor zone de rift intracontinental (Russo-Săndulescu, date inedite).

În multe nivele, în cadrul formațiunii vulcano-sedimentare apar calcare spatice organogene, care prezintă o trecere gradată de la epiclastite cu ciment calcaros, la calcare cu elemente detritice de trahite și bazalte și apoi la calcare masive.

Formațiunea vulcano-sedimentară a fost încadrată, pe argumente paleontologice (Năstăseanu, 1979), în intervalul stratigrafic cuprins între Bajocian-Tithonic inferior, dar nu se exclude o încadrare și mai largă a formațiunii în zone în care poate avea o dezvoltare mai completă pe verticală.

Formațiunea de wildfliș senoniană, semnalată în zona Presacina, prezintă două complexe : a — inferior, argilos, cu olistolite (wildfliș tipic) și b — superior, grezo-conglomeratic cu blocuri (wildfliș paratipic), denumit strate de Arjana (Năstăseanu, 1979). În regiunea la care ne referim se întîlnesc numai stratele de Arjana care, în muntele Cozia, remaniază elemente din formațiunea vulcano-sedimentară subjacentă, așa cum s-a prezentat într-o lucrare anterioară (Năstăseanu, 1979).

La nord de valea Rîului Rece se citează (Boldur, Boldur, în Năstăseanu et al., 1959) prezența formațiunii de wildfliș, cu ambele complexe, în poziție alohtonă peste formațiunea vulcano-sedimentară. Ținînd însă seama de faptul că în muntele Arjana, unde a fost definită duplicatura de Arjana (Codarcea, 1940), formațiunea tipică de wildfliș include numeroase olistolite din formațiunea vulcano-sedimentară (Năstăseanu, 1979), tragem concluzia că numai wildflișul tipic aparține pîn-

Institutul Geologic al României

zei de Feneș-Arjana, stratele de Arjana reprezentînd cuvertura postpînză.

Din cele expuse rezultă că pînza de Feneș-Arjana s-a pus în loc în timpul formării wildflișului tipic (Senonian inferior) și apoi a fost acoperită de transgresiunea stratelor de Arjana senonian superioare (?) sau mai noi.

Precizăm că denumirea pînzei a fost aleasă în mod special să amintească de duplicatura de Arjana, semnalată cu multă intuiție în Muntele Cozia (Codarcea, 1940) și extinsă apoi pînă în munții Țarcu (Boldur, Boldur, în Năstăseanu et al., 1959), dar, în același timp, ca să exprime noua formă de interpretare acordată acestei unități și conținutul ei

Pînza de Rîul Rece

În valea Rîul Rece, la vest de Ogașul Gîtului, era semnalat un accident tectonic orientat nord-sud (Năstăseanu, 1979). Recent, s-a constatat că acest accident reprezintă urma planului de șariaj al pînzei de Rîul Rece, care încalecă peste formațiuni mezozoice ale unei unități inferioare.

Unitatea de Rîul Rece este alcătuită din formațiuni metamorfice (Precambrian superior) și formațiuni sedimentare paleozoic-mezozoice, cărora li se asociază roci magmatice. Ea conservă flancul estic al unei structuri sinclinale paleozoice, acoperită de resturi ale depozitelor mezozoice.

În baza pînzei sînt antrenate lame de roci mezometamorfice (micașisturi și plagiognaise faneroblastice, gnaise oculare), asemănătoare cristalinului seriei de Ielova (Iancu, date inedite). Peste acestea, urmează discordant conglomerate laminate de tipul celor din baza formațiunii de Drencova și apoi se trece la formațiunea de Rîul Rece. Ambele formațiuni au fost atribuite Devonianului (Năstăseanu, Bițoianu, 1970; Năstăseanu, 1979). În continuitate urmează calcarele de Ideg (Tournaisian) și apoi argilele de Sevastru (Visean). Discordant, urmează formațiunea vulcano-sedimentară roșie (Permian) și, de asemenea discordant, cea grezo-conglomeratică (Eojurasic bazal) care încheie succesiunea litostratigrafică a unității, prezentată detaliat într-o altă lucrare (Năstăseanu, 1979). Ultimele depozite ale pînzei de Rîul Rece (Eojurasic bazal) suportă formațiunea vulcano-sedimentară din pînza de Feneș-Arjana.

Planul de șariaj din baza pînzei de Rîul Rece se cunoaște și în semifereastra Rîul Alb (Năstăseanu, date inedite). În această semifereastră apar, de sub depozitele formațiunii vulcano-sedimentare asemănătoare celei de Rîul Rece — argile negre fosilifere de tipul celor care definesc Pliensbachianul din unitatea de Sirinia (Năstăseanu et al., în acest volum).

Pe segmentul dintre Rîul Rece și Rîul Alb, linia de șariaj pare să fie acoperită parțial de formațiunea de wildfliș, putînd fi de vîrstă austrică.

Institutul Geologic al României

Unitatea de Nijudimu

Această unitate este situată într-o poziție geometric inferioară în raport cu pînza de Rîul Rece și este delimitată, la est, de planul unei importante falii inverse — falia Nijudimu — marcată de milonite. Unitatea de Nijudimu încalecă spre est depozitele mezozoice groase ale unității de Cornereva, inclusiv depozite de wildfliș senonian. Falia Nijudimu poate fi corelată pe direcție, spre sud, cu falia alpină evidențiată în cadrul seriei de Neamțu (Mărunțiu, Seghedi, 1979), iar spre nord, cu fractura de pe Rîul Alb și Rîul Lung (Boldur, Boldur, în Năstăseanu et al., 1959). Subliniem importanța deosebită a acestei fracturi prin faptul că ea delimitează extinderea spre est a zonei Sirinia.

Unitateaa de Nijudimu este constituită predominant din metamorfite precambriene (polimetamorfe) și paleozoic inferioare (metamorfozate în faciesul șisturilor verzi), separate de un contact prealpin, marcat de blastomilonite (Iancu, date inedite). Ambele formațiuni, ca și planul prealpin sînt acoperite de depozitele molasei hercinice (Carbonifer superior (?)-Permian). În formațiunile epimetamorfice s-a identificat un conținut palino-protistologic specific pentru Ordovician (Visarion, date inedite).

Peste fundamentul metamorfozat se dispun discordant depozitele molasei hercinice, reprezentate predominant printr-o formațiune vulcano-sedimentară roșie (Permian), în baza căreia se individualizează o secvență conglomeratică cu elemente de gabbrouri tip Iuți, paralelizată cu conglomeratele de Baicu (Mărunțiu, Seghedi, 1983). Considerăm că aceste conglomerate au mari afinități litofaciale cu cele ce apar în baza succesiunii permiene din zona Sirinia, pe malul Dunării, la est de Svinița Menționăm că în aceste conglomerate apar și elemente de gnaise și micașisturi faneroblastice (Iancu, date inedite), asemănătoare celor din seria de Poiana Mraconia.

Cuvertura mezozoică a acestei unități este reprezentată prin depozite eojurasice, predominant conglomeratice (dispuse discordant peste formațiunile mai vechi) care au afinități cu cele din zona Sirinia. Unitatea de Nijudimu reprezintă autohtonul relativ al unităților superioare, deja menționate, și poate fi corelată cu unitatea de Sirinia pe baza apariției Eojurasicului în semifereastra Rîul Alb, menționat mai sus.

Unitatea de Cornereva

La est de fractura Nijudimu se dezvoltă unitatea de Cornereva, care reprezintă tot un autohton relativ. Corpul unității este constituit dintr-un fundament cu metamorfite aparținînd seriei de Neamțu (Precambrian superior).

Urmează o cuvertură sedimentară reprezentată prin depozite de molasă. Acestea sînt discordante peste metamorfitele seriei de Neamțu, fiind alcătuite dintr-o formațiune vulcano-sedimentară, atribuită Permianului. Un al doilea ciclu sedimentar se dezvoltă în intervalul Jurasic-Cretacic inferior, reprezentat prin depozite detritice în Jurasicul infe-

Institutul Geologic al României

rior și carbonatice în restul ciclului. Depozitele cuverturii sedimentare au fost amplu prezentate anterior (Năstăseanu, 1979).

Menționăm că în bazinul văilor Studena și Ramna se găsesc și depozite de wildfliș paratipic (strate de Arjana), care, precum am arătat, acoperă și alte unități.

Concluzii

Semnalarea pînzei de Rîul Rece constituie o contribuție nouă la cunoașterea regiunii și pune premisele unor corelări mai largi în cadrul unităților austrice din Carpații Meridionali.

Mișcările paroxismale din faza laramică sînt evidențiate de punerea în loc a pînzei de Feneș-Arjana, a pînzei de Severin și a pînzei getice, precum și de prezența faliilor inverse care definesc unitățile de Nijudimu și Cornereva.

BIBLIOGRAFIE

Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *St. tehn. econ. Inst. Geol. Geofiz.*, I, 12, București.

Codarcea Al (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.*, XX, București.

Mărunțiu M., Seghedi A. (1983) Mylonites in the Almaj Mountains. *Anal. Univ. București, Geol.*, XXXII, București.

Murgoci-Munteanu G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C. R. Acad. Sci.*, VII, 31, Paris.

Năstăseanu S. et al. (1959) Raport, arhiva Inst. Geol. Geofiz., București.

— Bițoianu C. (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/4, p. 19-27, București.

— (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV, p. 155-280, București

Savu H. (1969) Sur les conditions thermodynamiques des Monts Semenic. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, p. 323-329, Budapest.

PRELIMINARY SKETCH OF THE STRUCTURAL UNITS FROM THE BASINS OF THE BELA RECA AND RÎUL RECE VALLEYS

(Summary)

The paper presents the Alpine structure of the area located in the Rîul Rece and Bela Reca valleys. In this area the following Alpine structural units are distinguished : Getic Nappe ,Feneș-Arjana Nappe, Rîul Rece Nappe and Nijudimu and Cornereva units.

Institutul Geologic al României

The Getic Nappe is exclusively represented by Precambrian formations which occur in the Godeanu outlier and a small nappe outlier east of Domașnea.

The Feneș-Arjana Nappe is a cover nappe formed of a Mesojurassic-Neojurassic volcano-sedimentary formation and of the Senonian deposits in the wildflysch facies.

The Rîul Rece Nappe is constituted of the Precambrian metamorphic formations and Paleozoic sedimentary ones (Lower Devonian-Lower Carboniferous) and igneous rocks too. They are unconformably overlain by a Permian volcano-sedimentary formation and gritty-conglomerate deposits (lowermost Eojurassic). The overthrust plane of this nappe is partly covered by wildflysch deposits, possibly assigned to the Austrian phase.

The Nijudimu Unit, which may be ecorrelated with the Sirinia Unit and is limited to the east by the Nijudimu fault, is mostly constituted of Lower Paleozoic and Precambrian metamorphic formations, separated by a pre-Alpine overthrust plane. They are unconformably overlain by Hercynian molasse deposits represented by conglomerates (Baicu type) with Iuți gabbros and the Permian red volcano-sedimentary formation.

The Mesozoic cover of this unit is constituted of Eojurassic mostly conglomerate deposits.

The Cornereva Unit basement is formed by polymetamorphic rocks of the Neamțu Series, overlain by Permian volcano-sedimentary deposits and a thick Mesozoic cover (Jurassic-Lower Cretaceous), followed by the Upper Cretaceous deposits in the wildflysch facies.

EXPLANATION OF PLATE

Structural Sketch from the Basins of the Ohaba and Rîul Rece Valleys

Post-tectogenetic cover: 1, Neogene; Getic Nappe; 2, Upper Precambrian A; post-Austrian cover: 3, Upper Senonian?; Feneș-Arjana Nappe: 4, Upper-Middle Jurassic; Rîul Rece Nappe: 5, Lower Jurassic; 6, Permian; 7, Devonian-Lower Carboniferous; 8, Upper Precambrian A; Nijudimu Unit: 9, Lower Jurassic; 10, Carboniferous (?)-Permian; 11, Silurian (?)-Ordovician; 12, Upper Precambrian A; Cornereva Unit: 13, Lower Jurassic-Lower Cretaceous; 14, Permian; 15, Upper Precambrian A; 16, Alpine overthrust plane; 17, pre-Alpine tectonic plane; 18, reverse fault; 19, fracture; 20, geological section.

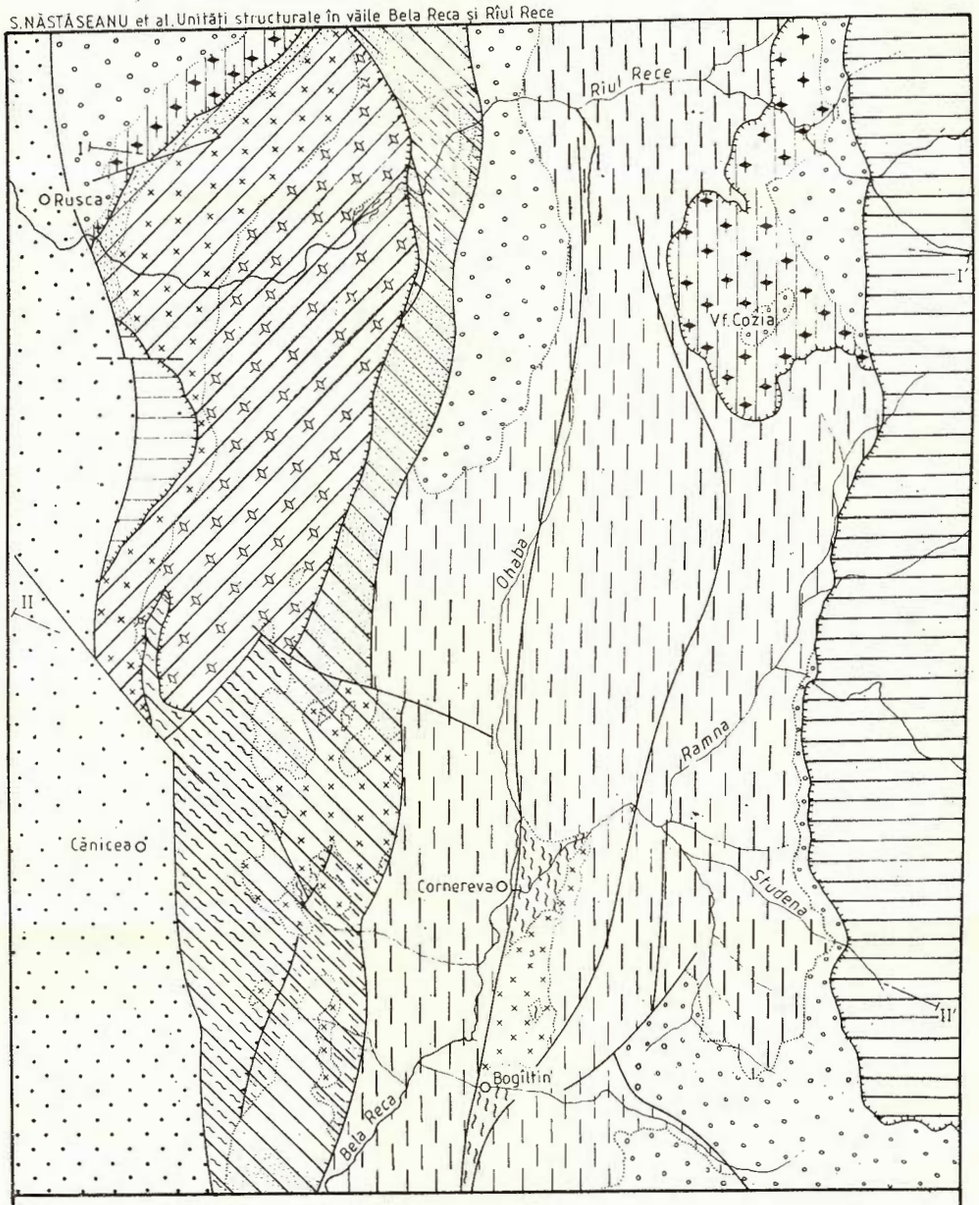
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

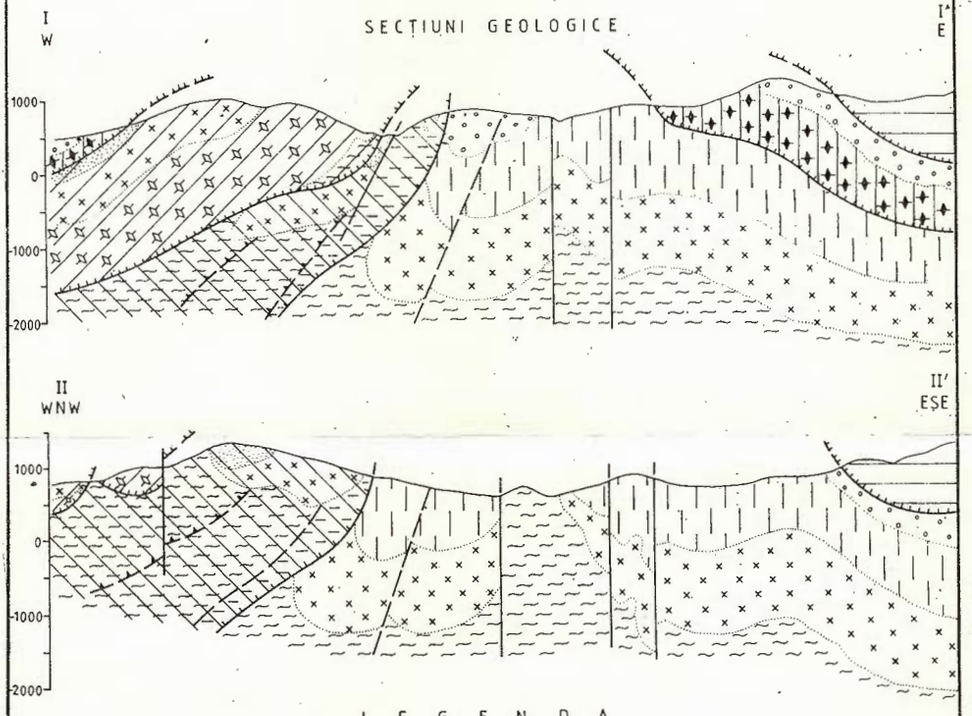
SCHIȚA STRUCTURALĂ
DIN BAZINELE VĂILOR OHABA ȘI RÎUL RECE

0 1 2 km

S. NĂSTĂSEANU et al. Unități structurale în văile Bela Reca și Rîul Rece



SECȚIUNI GEOLOGICE



L E G E N D A

Cuvertura post-tectogenetică
- Neogen

Pînza getică
- Precambrian superior A

Cuvertura post-austrică
- Senonian superior ?

Pînza de Feneș-Arjana
- Jurasic mediu superior

Pînza de Rîul Rece
- Jurasic inferior
- Permian
- Devonian–Carbonifer inf.
- Precambrian superior A

Unitatea de Nijudimu
- Jurasic inferior
- Carbonifer (?) – Permian
- Silurian (?) – Ordovician
- Precambrian superior A

Unitatea de Cornereva
- Jurasic inf. Cretacic inf.
- Permian
- Precambrian superior A

- Plan de șariaj alpin
- Plan tectonic prealpin
- Falie inversă
- Fractură
- I — I' Secțiune geologică

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă vol. 72-73/5 Imprim. atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 179—185

PRELIMINARY DATA ON THE DISTRIBUTION OF FLUID INCLUSIONS IN THE UPPER PALEOZOIC SEDIMENTARY ROCKS FROM THE LUPAC REGION (REȘIȚA ZONE) [1]

BY

VASILE POMÂRLEANU [2], EUGEN NEGREA [2]

Fluid inclusions. Upper Paleozoic. Sedimentary rocks. Detrital sedimentation. Quartz. Feldspar. Igneous processes. South Carpathians — Sedimentary Supragetic and Getic domains — Reșița-Moldova Nouă zone.

Abstract

Investigations on the detrital components and the fluid inclusions from some sandstones and conglomerates belonging to the Lupac region were carried out. They provided information on the origin of the detrital elements and on the tectonic and hydrothermal effects that influenced them after their consolidation.

Résumé

Données préliminaires concernant la distribution des inclusions fluides dans les dépôts sédimentaires paléozoïque supérieurs de la région Lupac (zone Reșița). On a effectué des observations sur les composants détritiques et les inclusions fluides de certains grès et conglomérats appartenant à la région Lupac. Ces recherches ont montré qu'elles peuvent donner des indications sur l'origine des éléments détritiques et sur les effets tectoniques et hydrothermaux qui ont affecté les sédiments après leur consolidation.

[1] Received on April 26, 1986, accepted for communication and publication on May 20, 1986, presented at the meeting of May 27, 1986.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.

Institutul Geologic al României

Introduction

The fluid inclusions constitute one of the most debated problems in the geological literature. The study of fluid inclusions began concomitantly with the microscopic study of minerals. The first systematic studies belonged to Sorby (1855). Until the second half of the twentieth century the study of fluid inclusions within minerals was resumed several times.

Since 1950 the systematic research of fluid inclusions within minerals has developed in many countries. The data obtained in the last decades on the genesis and prospection of the mineral ore deposits have led to the foundation of national committees for the study of the inclusions in over 22 countries that function within the framework of the COFFI under the auspices of the IAGOD.

The investigations dealt with the inclusions within the minerals from the deposits of igneous and metamorphic origin.

The study of fluid inclusions from the detrital components of the sedimentary rocks arose, with a few exceptions (Lofoli, 1969; Pomârleanu, 1975), the interest of scientists to a lesser extent as, in the case of some usual microscopic magnifications, they considered the inclusions as "impurities" that were hindering the study of minerals. Under great microscopic magnifications it was found that these "impurities" are inclusions which preserve the geochemical environments (melts, solutions etc.) from which the respective minerals originated.

The present paper attempts to present some data on the morphology and distribution of the fluid inclusions from the Variscan molasse deposits in the Lupac region.

Geological Data

The Reşiţa zone is the most important sedimentation area of the Getic Realm (Codarcea, 1940) for the Variscan (Upper Carboniferous-Lower Permian) molasse deposits.

The Lupac region is situated in the north-western part of the Reşiţa zone, being the most complete sequence of Upper Paleozoic deposits. From the tectonic point of view these deposits belong to the Reşiţa Nappe (Năstăseanu, 1978). A general stratigraphic column (Pl. I) was established in this tectonic unit. It contains the Doman Beds in the base, being overlain by the Lupacu Bătrîn Beds which underlie the Lupac Beds. The Lower Permian deposits follow conformably.

The Doman Beds represent the lower part of the Variscan molasse, consisting of breccias with crystalline rock elements originating in the Sebeş-Lotru Series, which are weakly consolidated in a gritty matrix. Coarse lithic sandstone interbeds (0.30-0.60 m) occur towards the top. The thickness of the Doman Beds is of at least 400 m. The assumed age of these deposits is Lower Westphalian (Năstăseanu, 1978).

The Lupacu Bătrîn Beds overlie conformably the Doman Beds and consist of conglomerates, microconglomerates, sandstones, clays, coal clays and coal beds. The conglomerates consist of fragmentary gneisses, micaschists and quartz, included in a grey-blackish matrix. The arenitic

Institutul Geologic al României

rocks show a great petrographic variety, but a grey-blackish medium-grained sandstone prevails, which consists mainly of quartz, feldspars, micas and carbonaceous matter.

Based on the paleoflora association collected from the bed and hanging wall of the coal seams, the Lupacu Bătrîn Beds were assigned to the Westphalian D and Stephanian A+B (Năstăseanu,, 1984). These deposits reach 400 m in thickness.

The Lupac Beds follow conformably. They consist of fine-bedded, micaceous black argillites, with argillaceous sandstones, coal clays and coal interbeds. Coarse greywacke intercalations with angular quartz, feldspars and lithic fragments occur at various levels. Frequent ellipsoidal, slightly ferruginous intergrowths, reaching up to 25 cm in size, are found throughout the argillitic complex of the Lupac Beds.

The rich paleofloral association yielded by the argillites from the Lupac Beds indicates the Stephanian C+D age (Bițoianu, in Năstăseanu, 1978). These deposits are 150-200 m in thickness.

The Lupac Beds gradually pass to Lower Permian deposits represented either by a clay-gritty facies with frequent *Walchia* imprints or by a red gritty-conglomeratic facies. The thickness of these deposits is of 1,500-2,000 m ; micro- and macrofloral analyses indicated the Autunian age of these deposits (Antonescu, Năstăseanu, 1977).

The Upper Carboniferous-Lower Permian sedimentation cycle was followed by a long emergence period which lasted in the Lupac region till the Lower Cretaceous as the first deposits overlying transgressively the molasse deposits are represented by limestones assigned to the Barremian-Lower Aptian.

Fluid Inclusions

Samples were collected both from outcrops and the boreholes drilled in the region, including all the above-mentioned lithostratigraphic entities. It was found that, in most thin sections and especially in those operated in sandstones and conglomerates, the quartz and feldspar grains contain fluid inclusions. These inclusions preserve along the stages in the formation of the sedimentary rocks the geochemical environments from which the respective detrital elements originate. Thus the study of primary fluid inclusions gives information on the origin of the detrital elements of the rocks. Moreover, it indicates the nature of the geological (tectonic, hydrothermal etc.) processes that acted after the consolidation of the respective elements.

The paper further presents several aspects related to the fluid inclusions in the above-presented geological succession.

The Doman Beds

The sandstones intercalated in these deposits consist of angular quartz grains, lithic fragments, feldspars, included in a detrital binding agent. Two-phase (liquid-gaseous) primary fluid inclusions can be rarely noticed within quartz, displaying various shapes and reaching up to 0.14 mm in size (Pl. II, Figs. 1, 2). The quartz fragments are fissured

Institutul Geologic al României

and cataclased. Hydrothermal solutions circulated through the spaces thus created and deposited neoformation quartz in which primary fluid inclusions occur. The secondary inclusions within the pre-existent quartz are similar to the primary ones within the neoformation quartz. On the whole the detrital elements are poor in fluid inclusions.

The Lupacu Bătrîn Beds

The rocks from these deposits studied by us were grey, hard, medium-grained sandstones consisting of quartz, plagioclase feldspars and a small amount of muscovite (Pl. I, Figs. 3, 4). Quartz exhibits undulatory extinction, while the polysynthetically twinned plagioclases are slightly deformed. The neoformation minerals are represented by quartz and carbonates of hydrothermal nature.

Inclusions which, from the genetic point of view, are of primary type (negative crystal forms showing an azonal distribution) were noticed. They are two-phase inclusions, containing a dominant liquid phase and a much smaller gaseous one. The latter phase may be so small that it may be in a continuous movement similar to the brownian one (Pl. II, Figs. 5, 6).

After their formation the sandstones underwent tectonic processes that led to the formation of fissures or even fracturings through the detrital elements. Subsequently hydrothermal solutions circulated on these fissures, and deposited quartz, carbonates and other neoformation minerals. Unlike the compact neoformation quartz, without crystallographic forms, encountered in the Doman Beds, the quartz within these fractures appears as aggregates and idiomorphic crystals. The crystals exhibit prismatic and rhombohedral faces. Quartz is moulded by large-crystallized calcite (Pl. III, Figs. 1. 2).

Fluid inclusions were noticed both in the idiomorphic quartz crystals and in the large-crystallized calcite; by their nature (prevailingly gaseous or liquid), these inclusions indicate that in a subsequent phase the Lupacu Bătrîn Beds were affected by hydrothermal solutions. The hydrothermal solutions that generated the respective minerals are due to the presence of the banatitic rock body in the close vicinity of the Lupac region.

Having in view the simultaneous existence within the quartz monocrystals of the prevailingly gaseous and liquid inclusions (Pl. III, Fig. 3) it is shown that during the formation of the respective minerals (quartz, calcite) the hydrothermal solutions were boiling, a fact also noted in the case of the Lăpușnicu Mare mineralization (Pomârleanu Întorsureanu, 1985).

The Lupac Beds

The dominantly argillitic Lupac Beds are marked by greywacke interbeds which do not exceed 50 cm in thickness. Our considerations on the fluid inclusions were based on the investigation of these gritty interbeds.

Institutul Geologic al României

The allogenic mineralogical components are represented by quartz, plagioclase feldspars and muscovite. Neoformation calcite often occurs.

The plagioclase type feldspars are more frequent than in the Lupacu Bătrîn Beds. They appear as fragments of idiomorphic, partly rounded crystals, with albite type polysynthetic twins. Potassium feldspars are represented by orthose and microcline. The first mineral often shows Karlsbad twins (Pl. IV, Fig. 1) and reaches up to 0.42 mm in size.

Potassium feldspars are marked sometimes by a microperthitic texture within which very fine, fusiform microcline albite crystals can be noticed. The presence of the microperthitic texture indicates that some of these elements are of magmatic nature. Muscovite appears frequently as lamellae, deformed after the outline of the quartz or feldspar crystals (Pl. IV, Fig. 2). Sometimes the plagioclase feldspars are cataclased and moulded by hydrothermal calcite.

Fluid inclusions were noticed within quartz and feldspars. Those within quartz are monophase gaseous and two-phase (liquid-gas) inclusions in the form of negative crystals; their distribution is not uniform or follows the crystal growth zones (Pl. IV, Fig. 3). Liquid inclusions were noticed in both sodium and potassium feldspars, consisting of aqueous solution and carbon dioxide.

Autunian Gritty-Conglomerate Horizon

Decimetric fine-medium grained red sandstone beds were investigated from the Lower Permian deposits. The quartz grains within these sandstones contain primary and secondary fluid inclusions (Pl. V, Fig. 1).

The primary fluid inclusions are branched and irregular in outline. Negative crystal forms rarely occur. The gas phase covers up to 50% of the volume of the inclusion. The secondary inclusions are distributed on intersecting fissures (Pl. V, Figs. 2, 3).

Conclusions

The present paper is a first attempt at a thorough investigation of the detrital constituents and of the fluid inclusions within the sedimentary rocks. The origin of the detrital elements from the Upper Paleozoic deposits as well as the effects of some hydrothermal processes that took place after the consolidation of the respective sediments were established.

The detrital components belong mostly to the metamorphics (deformed minerals with undulating extinction, essentially liquid inclusions of aqueous and sometimes carbon-dioxide solutions) and to a lesser extent to magmatites (the presence of exsolution perthites, a process taking place at temperatures below 600°C).

Regarding the distribution of the fluid inclusions in the respective beds it is worth mentioning that:

— primary and secondary fluid inclusions were noticed in all the above lithological entities;

Institutul Geologic al României

— the prevailingly gaseous and liquid fluid inclusions within the neoformation minerals show that after their consolidation, the sedimentary rocks underwent hydrothermal processes generated by a banatitic magmatic intrusion ;

— in the Lupac Beds, in addition to the inclusions within quartz, primary CO_2 inclusions occur also in the feldspar grains ;

— most of the fluid inclusions are irregular in shape, but those in the Lupac Beds appear prevailingly as negative crystals.

REFERENCES

Antonescu E., Năstăseanu S. (1977) Contributions palynologiques à la connaissance du Permien du Banat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/3, 73-114. București.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.*, XX (1936), 74, București.

Lofoli P. (1969) Examen ultramicroscopique des inclusions des grains de quartz alluvionnaires du Bassin du Congo. *C. R. Acad. Sci.*, 268, D, 3149-3152, Paris.

Năstăseanu S. (1973) Considérations préliminaires sur l'existence d'un système de nappes alpines dans la zone de Reșița à Lupac (Banat). D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXIV/5 (1977), 89-106, București.

— (1984) Geology of the main coal basins in Romania. *An. Inst. Géol. Geofiz.*, LXIV, 195-204, București.

Pomârleanu V. (1975) Decrepitometria și aplicațiile ei în prospecțiunea zăcămintelor de minereuri. Edit. tehnică, p. 180, București.

— Întorsureanu I. (1985) Salinity of fluid inclusions of the porphyry copper ore deposits and their significance in geobarometry and prospecting (Lăpușnicu Mare ore deposit — Banat). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1 (1983-1984), 83-95, București.

DATE PRELIMINARE PRIVIND DISTRIBUȚIA INCLUZIUNILOR FLUIDE ÎN DEPOZITELE SEDIMENTARE PALEOZOIC SUPERIOARE DIN REGIUNEA LUPAC (ZONA REȘIȚA)

(Rezumat)

Lucrarea prezintă cîteva informații preliminare privind morfologia și distribuția incluziunilor fluide din depozitele detritice ale molasei varistice din partea nord-vestică a zonei Reșița. În cadrul acestor depozite de vîrstă carbonifer superior-permian inferioară se cunoaște următoarea succesiune stratigrafică : strate de Doman, strate de Lupacu Bătrîn, strate de Lupac și depozitele Permianului inferior.

Studiul constituenților detritici și al incluziunilor fluide a arătat că majoritatea fragmentelor detritice aparțin metamorfitelor și în mai

Institutul Geologic al României

mică măsură magmatitelor. În toate entitățile litologice menționate s-au observat incluziuni fluide primare și secundare. Pe baza studiului acestor incluziuni, s-a remarcat morfologia lor variată, compoziția și distribuția lor neuniformă. De asemenea, în stratele de Lupacu Bătrîn au fost observate incluziuni care prin natura lor dovedesc acțiunea unor soluții hidrotermale care în timpul circulației prezentau fenomenul de fierbere.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

Fig. 1 — Lithic sandstone from the top of the Doman Beds. × 50.
Fig 2 — Fluid inclusions within the quartz from the sandstone preserved in Figure 1. × 375.
Fig. 3 — Quartz grains in the Lupacu Bătrîn Sandstone. × 50.
Fig. 4 — Detail of the quartz from Figure 3. × 100.
Fig. 5 — At a strong magnification planes of fluid inclusions can be noticed within the same quartz grains. × 200.
Fig. 6 — Primary fluid inclusion in the Lupacu Bătrîn Beds. × 200.

Plate III

Fig. 1 — Neoformation quartz and calcite in the Lupacu Bătrîn Beds. × 25.
Fig. 2 — Alignments of primary fluid inclusions in the neoformation quartz from Figure 1. × 100.
Fig. 3 — Zonal distribution of the fluid inclusions in the neoformation quartz crystal (Fig. 2) associated with calcite. × 200.

Plate IV

Fig. 1 — Karlsbad twins in the feldspars of the Lupac Sandstone. × 50.
Fig. 2 — Muscovite deformed round a feldspar crystal from the Lupac Sandstone. × 50
Fig. 3 — Fluid inclusions, non-uniformly distributed within a quartz grain from the Lupac Beds. × 200.

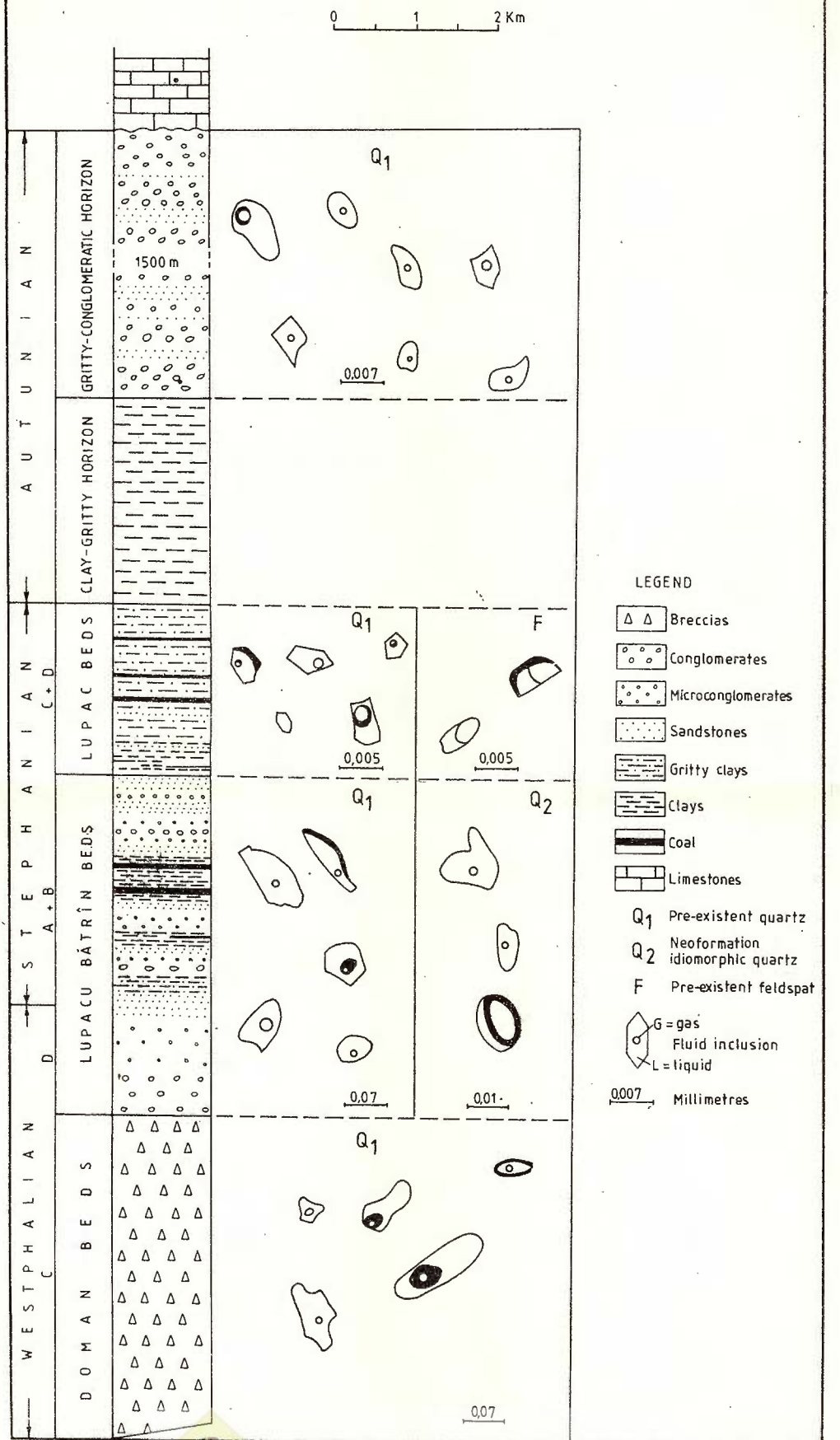
Plate V

Fig. 1 — Quartz in the sandstone from the Autunian gritty-conglomeratic horizon. × 25.
Fig. 2 — The same quartz grain in which secondary fluid inclusions are noticed, following two fissure systems. × 100.
Fig 3 — Detail Figure 2. × 200.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DISTRIBUTION OF FLUID INCLUSIONS IN THE UPPER CARBONIFEROUS LOWER PERMIAN DEPOSITS IN THE LUPAC REGION



Institutul Geologic al Romaniei

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 187—205

A NEW ALPINE TECTONIC UNIT IN THE DANUBIAN DOMAIN (SOUTH CARPATHIANS) [1]

BY

GRIGORE POP [2]

Tectonic units. Jurassic-Neocomian. Alpine Orogeny. Lithofacies. Overthrust fault. Shale tectonics. Dubova Unit. Basinal formation. Sedimentary structure. South Carpathians — Sedimentary Danubian Domain — Cazane-Stănuleț Zone.

Abstract

In the southern zone of the Cerna graben (Cazane, Toplet) Jurassic and Neocomian sedimentary sequences of peculiar facies and overthrusting tectonic relationships on the Senonian deposits (Cazanele Mici) are found, which allow the separation of a new tectonic alpine unit, here called the Dubova Unit. This unit consists successively of a Precambrian metamorphic basement (?), Lower Jurassic sandstones (?) and basinal formations represented by Middle Jurassic-Lower Tithonian black shales (over 80 m thick) with thin-bedded argillaceous micrite and biomicrite (hemipelagites and/or fine-grained calcirudite intercalations and black, mainly nodular cherts (Toplet Formation), Lower Tithonian-Upper Berriasian argillaceous micrites and biomicrites (mainly pelagites-hemipelagites) and calcarenites (calciturbidites), 33 m thick (Bîrza Formation) and Upper Berriasian-Lower Valanginian grey shales (about 35 m thick) with interbedded argillaceous micrites. Crinoidal (possibly allodapic) limestones as well as Upper Kimmeridgian-Lower Tithonian nodular limestones were also found; they may belong to this unit or to another tectonic unit. The basinal formations, especially those of black shale type, show complicated plicative and disjunctive deformations (folds of varying amplitudes accompanied by faults, laminations, boudines and detachment faults between the rocks of different competence) that led sometimes to the isolated occurrence of some limestones as false olistoliths. The deformations are the result of the depositional history (possibly accom-

[1] Received on May 19, 1986, accepted for communication and publication on May 19, 1986, presented at the meeting of May 27, 1986.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

panied by slumping), the diagenetic stage ("shale tectonics") and especially of the major, Austrian and Laramian compressive phases from the South Carpathians, the last one determining the emplacement of the Dubova Unit and the tectonic overlying units (Severin Unit and Getic Nappe). Subsequently their tectonic deformations were complicated by the fracture system of the Cerna graben. The Dubova Unit shows both the shearing and cover nappe features and probably originates in a paleogeographic area more internal than that of the external (pre-Cenomanian) Danubian Domain (Cazane-Stănulet transition zone and Mehedinți Threshold). The sedimentary formations of the Dubova Unit are comparable to those of the so-called sedimentary Coșuștea zone from the Mehedinți area, which suggests their belonging to the same unit and their allochthonous position in the Mehedinți Plateau.

Résumé

Une nouvelle unité tectonique alpine du domaine danubien (Carpathes Méridionales). Dans la zone méridionale du graben Cerna (Cazane, Toplet) on rencontre des séquences sédimentaires jurassiques et néocomiennes à faciès particuliers et relations tectoniques de chevauchement au-dessus des dépôts sénoniens (Cazanele Mici) qui permettent la séparation d'une nouvelle unité tectonique alpine dénommée l'unité de Dubova. Cette unité comporte successivement un socle (?) métamorphique précambrien, des dépôts gréseux liasiques (?) et des formations bassinales représentées par des argilo-siltites noires (plus de 80 m d'épaisseur) à intercalations épisodiques, minces, de micrites et de biomicrites argileuses (surtout hémipélagites) et à silicolites noires, jurassique moyennes-tithonique inférieures (formation de Toplet), micrites et biomicrites argileuses (pelagites-hémipélagites) et calcarénites (turbidites), épaisses de 33 m environ, tithonique inférieures-berriasien supérieures (formation de Bîrza) et argilo-siltites grises (épaisses de 35 m environ) à micrites argileuses interstratifiées, berriasien supérieures-valanginien inférieures. On a rencontré aussi des calcaires crinoïdaux possiblement allodapiques et des calcaires nodulaires kimméridgien supérieurs-tithonique inférieurs, qui peuvent appartenir à cette unité ou à une autre unité tectonique. Les formations bassinales, surtout celles de type black shale, présentent des déformations plicatives et disjonctives compliquées (plis à amplitudes diverses accompagnés de failles, laminations, boudinages et décollements entre les roches à compétence différente) qui ont mené parfois vers l'apparition isolée de certains calcaires sous forme de faux olistolithes. Les déformations sont liées de l'histoire dépositionnelle (éventuellement accompagnée par le slumping) et diagénétique ("shale tectonics"), surtout des phases compressives majeures des Carpathes Méridionales, autrichienne et laramienne, la dernière déterminant la mise en place de l'unité de Dubova et des unités supérieures (l'unité de Severin et la nappe gétique) et ultérieurement du système relativement compliqué de fractures du graben Cerna.

Several both basement and cover alpine tectonic units have been distinguished so far in the Danubian Domain, attesting the complex structural character of this Carpathian area.

Institutul Geologic al României

The recent studies carried out in the central-southern part of the Danubian Domain revealed Upper Jurassic and Neocomian sedimentary sequences exhibiting facies differing to a great extent from those of the already known tectonic units and tectonic relationships with other geological formations that make possible the separation of a new Alpine tectonic unit in this region. We propose the name of "Dubova Unit" for this unit, after the name of the locality situated in the Cazanele Mari and Cazanele Mici area on the Danube, where it was first noticed by the author of this paper.

The Dubova Unit is represented by Jurassic and Neocomian sedimentary formations and possibly a metamorphic basement. The shale and carbonate sequences of this unit were included in the Upper Cretaceous (Upper Turonian ?-Senonian) deposits of wildflysch or olistostroma type from this region, partly in the Severin Unit and in the autochthonous Jurassic cover (Codarcea, 1940, and other authors).

In this preliminary note the author aims to present the first data regarding the lithostratigraphic nature, age and tectonic relationships of these deposits with other geological formations from this Danubian area.

Lithology and Age of the Sedimentary Sequences

The deposits of the Dubova Unit have been investigated so far in the Cazane area and in the lower course of the Cerna Valley, from north of Orşova to north of Toplet, where they usually occur in incomplete sequences, due to the rather complicated plicative and especially disjunctive tectonics that affected them and to the lack of some favourable natural exposures. A more comprehensive sequence was found in the lower course of the Bîrza Valley (Toplet), a left tributary of the Cerna Valley, extending from the eastern margin of the Toplet village (Bîrza), about 0.5 km upstream, where there occur deposits corresponding on the whole to the Oxfordian-Valanginian interval.

In this sequence, which has been investigated in detail, one can distinguish from bottom to top three successive lithostratigraphic units including some more or less significant biostratigraphic elements, that may be considered to represent three geological formations. Thus, a black-shale formation can be distinguished in the lower part of the sequence, which is followed by a carbonate formation and then by a grey shale formation. The latter formation underlies in turn coarse-bedded or massive calcarenites and biomicrites (25 m thick) whose stratigraphic and/or tectonic relations with the above-mentioned lithostratigraphic entities are still doubtful. It is also worth noting that the formations of the Dubova Unit cropping out on the Bîrza Valley are of basinal origin and therefore paracontinuous, a feature confirmed by biostratigraphic data. The lack of some terms from such sequences as a consequnece of the resedimentation could be complicated by the plicative and disjunctive deformations in this region, which were in turn influenced by the varied competence of the component deposits.

Institutul Geologic al României

Toplet Formation. The deposits from the lower part of the sequence occurring over a thickness exceeding 80 m consist of blackish to black, "schistosed" shales that frequently include black nodular and lenticular cherts and isolated lenses of more or less argillaceous black thin-bedded subdecimetric micrites and biomicrites ; they represent carbonate episodes, most of them of pelagic origin, as thin boudined beds. At the top of this formation the pelagic carbonate intercalations occur as metric sequences, so that one can better notice their thin bedding, locally separated by thin chert bands.

The argillaceous micrites and biomicrites contain frequent or abundant calcitized radiolaria, *Globochaete alpina*, calcisphaerulids, silicified calcisphaerulids (?), protoglobigerinids, sponge and radiolaria calcitized spicules and thin-shelled bivalves. The last three types of bioclasts abound in some carbonate levels and are associated in various proportions, forming fabrics known as "filament" microfacies. In the terminal part of these deposits there occur also *Saccocoma* sp. fragments. The nannofossils are probably an important constituent of these limestones.

Deposits exhibiting a similar facies occur in several places north and south of Toplet as well as in the Cazane area, tectonically covering the Senonian deposits or being limited by the fractures of the Cerna graben system.

There are few paleontological data significant from the biostratigraphic point of view. Nevertheless some fossil micro-organisms found in argillaceous micrites and biomicrites attest the Upper Jurassic age of this formation. Thus, in the lower part of the sequence investigated (Fig. 1) *Colomisphaera fibrata* was encountered at several levels, a form noticed beginning from the Oxfordian (Nagy, 1966 ; Borza, 1969, 1984 a). *Colomisphaera carpathica, Globochaete alpina,* which is frequent sometimes, rare protoglobigerinids and the microfacies with filaments also occur, being associated or isolated ; they are common pelagic microorganisms in the Oxfordian basinal limestones. As a matter of fact, in the Upper Oxfordian the C. fibrata Biozone was proposed (see Borza, 1984 a) (Pl. I, Figs. 1-5).

In the upper third of the shale sequence the thin-bedded argillaceous micrites and biomicrites grouped in a 3-4 m thick interval contain *Saccocoma* sp., specimens known in the Kimmeridgian (s.s.) and the Lower Tithonian (sensu gallico) and *Parastomiosphaera malmica,* a species first occurring in the basal part of the Lower Tithonian and characterizing this substage, where it forms a biozone (Nowak, 1976 ; Borza, 1984 a).

Taking into account the above-presented biostratigraphic data, the Toplet Formation from the Bîrza Valley is assigned to the Upper Oxfordian-Lower Tithonian (pro parte).

It should be noted that the lower part of this formation is probably tectonically limited, contacting younger intervals bearing *Saccocoma* sp. Similar shales also occur further upstream on the same valley, where they contact through a fault a narrow, very cataclased metamorphic body of the type of those known in the basement of the internal Danubian Domain (the Neamțu Series ?, according to Codarcea, 1940).

Institutul Geologic al României

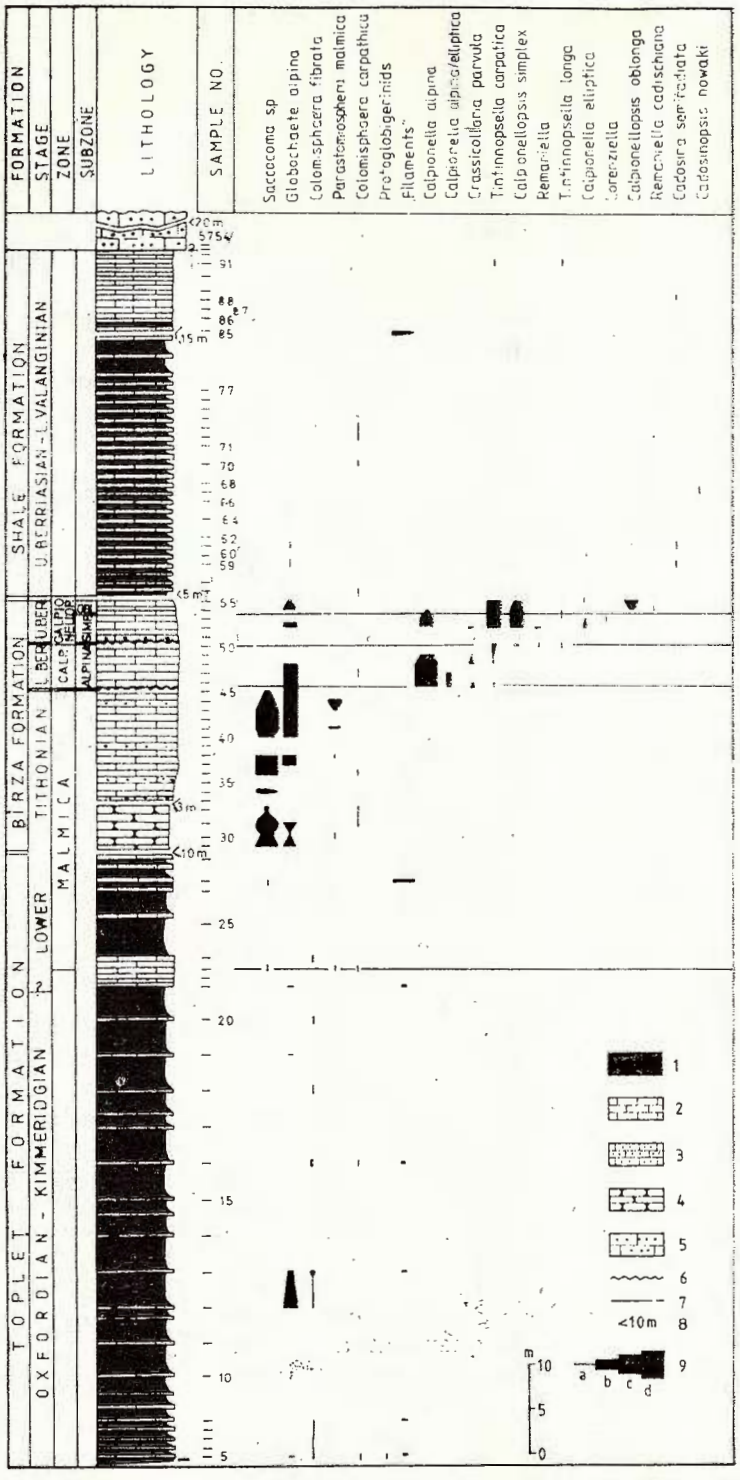


Fig. 1 — The formations of the Dubova Unit from the Bîrza Valley. 1, blackish shales bearing cherts (Topleț Formation); Grey Shales Formation; 2, argillaceous micrites and biomicrites; 3, calcarenites frequently containing cherts; 4, slightly nodular argillaceous micrites and biomicrites; 5, calcarenites and calcirudites; 6, stratigraphic gap; 7, fault; 8, covered interval; 9, frequency of fossil micro-organisms (a, very rare; b, rare; c, frequent or common; d, abundant)

Institutul Geologic al României

The shale deposits corresponding to this formation seem to reach a greater thickness in the hill south of the Bîrza Valley, while in the Seracova Mare Valley, right tributary of the Cerna Valley (north of Orșova), similar shales gradually pass, through sandstone interbeddings, to probably Lower Jurassic arcosian sandstones.

It follows that the Toplet Formation might be thicker than the figured sequence from the Bîrza Valley and therefore of an age corresponding to a greater chronostratigraphic interval, possibly Middle Jurassic-Lower Tithonian (pro parte); the substratum of this formation would thus consist of a Lower Jurassic terrigenous formation (arcosian sandstones) belonging to the same unit.

On the other side, the examined sequence from the Bîrza Valley did not provide any Kimmeridgian calcisphaerulid biozone, a fact suggesting either a corresponding hiatus or an important stratigraphic condensation, on the one hand, or a tectonic discontinuity, on the other hand. The lack of some bionomic or preservation conditions of the pelagic micro-organisms should be also considered.

The Bîrza Formation. The carbonatic interval reaching 33 m in thickness occurs after a covered portion equivalent to about 10 m stratigraphic thickness, so that the direct relations with the underlying formation cannot be seen. But taking into consideration the micropaleontological data, an almost continuous grading may be admitted between the two lithostratigraphic entities.

The Bîrza Formation consists of more or less argillaceous micrites and biomicrites as well as interbedded calcarenites involving two hiatuses remarked only on the basis of fossil micro-organisms.

The basal part of this formation (about 8 m thick) is marked by the presence of grey, in places pink argillaceous (marls, marly limestones), slightly nodular thin-bedded micrites and biomicrites with rare interbeds of bioclastic (especially crinoid) and peloid packstone-grainstone and wackestone that contain nodules or lens-like cherts, sometimes with diffuse margins. The clayey micrites and biomicrites include numerous pelagic crinoid fragments (*Saccocoma* sp.), *Globochaete alpina*, calcitized radiolaria, calcisphaerulids, aptychi, rare thin-shelled bivalves that abound in some levels, reminding of the filament microfacies, and silicified calcisphaerulids. The nannofossils (coccoliths, nannoconids) are the main pelagic components of the marly limestones encountered in this formation. Such deposits were also encountered on some left tributaries of the Cerna Valley to the north of the Toplet locality.

Beside *Saccocoma* fragments, these deposits also contain *Parastomiosphaera malmica*, frequent at a few stratigraphic levels, sometimes associated with rare and generally badly preserved specimens of *Colomisphaera carpathica*, *C. lapidosa*, *Stomiosphaera moluccana* (Pl. I, Figs. 6-15). Especially the first two species suggest the biozone with *P. malmica* and implicitly the Lower Tithonian age (pro parte) of these deposits.

The rest of the Bîrza Formation (about 25 m thick) is relatively homogeneous from the lithological viewpoint and consists of argillaceous biomicrites and micrites forming thin (predominantly subdecimetric) beds

Institutul Geologic al României

comprising slightly thicker-bedded (10-20 cm), fine to medium-grained, rarely coarse, bioclastic and peloid packstones-grainstones ; the calcarenites contain nodular, lenticular and sometimes stratiform cherts. In the upper part of this carbonate subinterval the calcarenite and associated cherts become ever rarer, while micrites and biomicrites ever more argillaceous (marly).

Within this first 9 m thick subinterval, there occur *Saccocoma* sp., often abundant (Pl. I, Fig. 16), *Globochaete alpina* — frequent or abundant, more or less frequent calcitized radiolaria, rare aptychi and thin-shelled bivalves.

Among calcisphaerulids we noticed *Parastomiosphaera malmica*, frequent at some levels, *Colomisphaera carpathica* (rare) and *Stomiosphaera moluccana* (very rare).

The mode of occurrence of *Parastomiosphaera malmica* indicates the biozone of the same name and the Lower Tithonian age (pro parte) of this carbonate subinterval.

In the next 5 m thick subinterval one could notice the sudden appearance and persistence of a calpionellid assemblage characteristic of the Calpionella alpina Subzone (Pop, 1974 ; Remane et al., 1986) from the standard Calpionella Zone (Allemann et al., 1971). This assemblage indicates the Lower Berriasian (basal part) age of these limestones, the Tithonian-Berriasian boundary being here considered at the base of the Jacobi-Grandis Zone, in agreement with the recommendations of the Colloquium on the Jurassic-Cretaceous boundary (Lyon-Neuchâtel, 1973). This assemblage includes : *Calpionella alpina*, morphologically diverse and frequent or abundant, *Crassicollaria parvula* — rare but common sometimes, *Cr. intermedia* — very rare, *Cr.* aff. *massutiniana* — rare, and very rare small forms of *Tintinnopsella carpatica* (Pl. II, Figs. 1-8). There occur also associated : *Globochaete alpina* — usually frequent, rare calcisphaerulids, calcitized radiolaria varying in frequency from one level to another, thin-shelled and extremely rare benthonic, commonly unbroken, foraminifera.

Similar calpionellid assemblages were noticed in the Mraconia Valley (on the margin of the road below the high tension line) and north of Toplet.

The basal Berriasian age of these marly limestones and their overlying directly the Lower Tithonian marly limestones (the P. malmica Zone) point out a hiatus corresponding to the Upper Tithonian. As the marly limestones belonging to the two substages are conformable and lithologically comparable in outcrops, we may support the syn-sedimentary erosive nature of this hiatus.

The Lower Berriasian marly limestones conformably underlie similar limestones, about 5 m thick, containing a calpionellid assemblage specific for the Calpionellopsis simplex Subzone situated in the lower part of the standard Calpionellopsis Zone. The assemblage is represented by *Calpionellopsis simplex* — usually frequent, large forms of *Tintinnopsella carpatica* — frequent, large and especially small forms of *Calpionella alpina* — frequent or rare, *C. elliptica* — rare, *Remaniella cadischiana* — scarce and *Remaniella* sp. — rare (Pl. II).

Institutul Geologic al României

The mentioned calpionellid species indicate the Upper Berriasian age (pro parte) of the marly limestones which thus follow another stratigraphic hiatus of depositional nature corresponding to the Lower (pro parte) and Middle Berriasian.

In the Mraconia Valley (below the high tension line, in the margin of the forest road and in a short left tributary (upper course) of the Cerna Valley (about 3 km north of the confluence of the Cerna and Bîrza Valleys) similar argillaceous micrites and biomicrites contain calpionellid assemblages characteristic of the C. elliptica Subzone (Calpionella Zone) from the Middle Berriasian ; this assemblage consists of *Calpionella elliptica* — dominant form, *C. alpina* — morphologically very diverse, frequent or abundant, and *Tintinnopsella carpatica* — rare or frequent medium-sized forms (Pl. II, Figs. 9-16).

The presence of some marly limestones belonging to the Middle Berriasian suggests that the hiatus observed in the Bîrza Formation from the valley of the same name may be locally less extended in the Dubova Unit and restricted to the Lower Berriasian (upper part).

The marly limestones from the terminal part of the Bîrza Formation (the last 6 m thick interval) are marked by the presence of calpionellids illustrating the Calpionellopsis oblonga Subzone (sensu Pop, 1986 a), which indicates the Upper Berriasian (pro parte) ; it is represented by *Calpionellopsis oblonga* — rare to common, *Cs. simplex* — rare or frequent, typical forms of *Tintinnopsella carpatica* — frequent, *Remaniella cadischiana* (rare), *R.* aff. *dadayi* (rare), *Tintinnopsella longa* (rare) and *Lorenziella* sp. (very rare) (Pl. IV).

Similar calpionellid assemblages were also encountered in two different marly limestone outcrops north of Toplet, on the left slope of the Cerna Valley.

Grey-shale formation. In the Dubova Unit from the Bîrza Valley the previously described formation is overlain by grey, "schistosed" shales (35 m in thickness) with usually isolated thin-bedded argillaceous micrite. The shales of this formation, unlike those from the Toplet Formation, show a finer-grained siltic fraction, are devoid of cherts, and include thin interbedded argillaceous micrites containing calcitized radiolaria, rarely thin-shelled bivalves, *Globochaete alpina*, and weakly preserved calcisphaerulids (silicified ? sometimes). Among the calcisphaerulids there have been identified *Colomisphaera carpathica*, *Cadosina semiradiata* — a variety known especially in the Upper Berriasian and Lower Valanginian, and *Cadosinopsis nowaki* — a form known from the Valanginian (Borza, 1984 b) (Pl. V, Figs. 9, 10).

In the terminal part (the last 8 m thick interval) of the formation thin beds of argillaceous micrites occur, in which badly preserved but identifiable large forms of *Tintinnopsella carpatica* and *T. longa* are found, suggesting the Calpionellites Zone from the Lower Valanginian (exclusively its basal part).

Although the biostratigraphic data are scarce, they suggest the Upper Berriasian-Lower Valanginian age of this formation. The same age is confirmed by a calpionellid assemblage noticed in comparable argillaceous micrites, situated approximately on the same northward

Institutul Geologic al României

direction, in the northern margin of Toplet (Bîrza locality), characterizing the Calpionellites Zone (lower part of the Ct. darderi Assemblage, Pop, 1980). The assemblage is represented by the species : *Calpionellites darderi, Ct. major, Ct. coronata, Ct. caravacaensis, Tintinnopsella carpatica* and *T. longa* (Pl. V, Figs. 1-8, 10-13).

In the Bîrza Valley, the grey shale formation is overlain by a limestone interval (about 25 m thick) consisting of thick-bedded or massive, sometimes course breccious bioclastic or peloid calcarenites, calcirudites and calcilutites. They bear extremely dense calcite diaclases, so that their fabrics are hardly distinguished.

North and south of Toplet there occur apparently isolated grey or reddish nodular limestones with bioclastic and peloid allodapic calcarenite intercalations, whose relationships with the deposits of the Dubova Unit are not yet clear. Consequently, the above-mentioned limestones, sometimes as aberrant occurrences, may belong either to the Dubova Unit or to another alpine unit.

Facies and Environments of Deposition

The shaly formations and especially the Toplet Formation show on the whole a "black-shales" facies which is rich in organic matter that subsequently evolved to kerogen. The Bîrza Formation instead consists of pelagite-hemipelagite and carbonate turbidites (see also Stow and Piper, 1984).

All these formations illustrate a marine basinal environment under restrictive conditions, more pronounced in the time intervals corresponding to the accumulation of muddy sediments (Oxfordian-Lower Tithonian and Upper Berriasian-Lower Valanginian), and more attenuated during the deposition of the lime oozes (Lower Tithonian-Upper Berriasian).

The clay-siltic (muddy) sediments probably originate mainly in a marine transit area, of prodelta type, whence they were resedimented, possibly mainly in longitudinal direction, in the deeper basinal environment by a complex transport mechanism in which the turbidity and possibly (ocean floor) thermohaline currents may have played an important role. The scarce thin-bedded micrite and biomicrite intercalations represent at least to a certain extent "biogenic turbidites" or "calciturbidites", suggesting on the other hand episodic downslope redepositions of pelagic lime ooze, initially accumulated in more uplifted basinal areas, in a distal area, at depths close to the compensation depth for calcite (CCD). However, some of them would be in places lime oozes accumulated by pelagic settling.

The facies of the Bîrza Formation show instead a dominantly pelagic-hemipelagic sedimentation regime, with intermittent redepositions of mixed, basinal and shallow-water carbonate sediments, especially through the turbidity currents that led to the formation of (allodapic) calcarenite intercalations.

The accumulation of carbonate sediments points to a change in the sedimentation regime that coincides with the new Kimmerian diastrophic phase, probably manifested through a greater mobility of

Institutul Geologic al României

the regional structural framework, bringing about the modification of subsidence and of the compensation depth for calcite, the accentuation of the submarine erosive processes, leading to the formation of more or less important hiatuses.

Tectonic Aspects

The formations of the Dubova Unit show complicated plicative and disjunctive deformations in the form of narrower or larger folds accompanied by faultings, laminations and boudines ; there are also detachment faultings between some carbonate intervals or intercalations, relatively more competent, and the plastic shaly ones. Such complex deformations led to the isolated appearance of some more competent marly limestones and limestones as false olistoliths.

The mentioned deformations, which are evident especially in the shale deposits, were successively connected possibly with the synsedimentary submarine gravitational slidings, with the diagenetic history of plastic sediments, especially under the influence of the compaction phenomena that may determine their own tectonics ("shale tectonics"), with the major Austrian and Laramian compressive phases from the South Carpathians as well as with the subsequent disjunctive movements that led to the formation of the fracture system of the Cerna graben.

The tectonic relationships between the Dubova Unit and the other geological formations from this region may be inferred directly from their mutual relations or indirectly from the regional structural framework and that of the quite different facies of the formations of this unit (see also Codarcea, 1940 ; Codarcea et al., 1961, 1962 ; Codarcea, Năstăseanu, 1964 ; Năstăseanu, 1979 a, b).

In the Cazane sedimentary area, the Dubova Unit, represented by the basinal formations, overthrust the Senonian deposits (Măneasa Member, Pop, 1986 b) and is covered by the Sinaia Beds (Severin Unit) and the Sebeș-Lotru (metamorphic) Group of the Getic Nappe. It results that the paroxysmal Laramian phase controlled the emplacement of the Dubova Unit and the overlying units (Severin Unit and Getic Nappe, see also Murgoci, 1905, 1912 ; Codarcea, 1940).

These formations also occur as a narrow band in the western extremity of the Cazane sedimentary area, somewhere between the Ivănici Ravine and the Ponicova Valley, being bounded by two subparallel faults through which they contact directly the metamorphic basement of the Danubian Domain to the west and the Sebeș-Lotru Group of the Getic Nappe towards the east (Fig. 3).

Round the Topleț locality, instead, the formations of the Dubova Unit are bordered by vertical and subvertical fractures, generally striking approximately north-southwards, so that their allochthonous position may be inferred only by taking into account the regional geological setting. On the left slope of the Cerna Valley the Topleț Formation is bounded to the east by such a fracture, through which it tectonically contacts a narrow body of metamorphic rocks (the Neamțu Series ? according to Codarcea, 1940), which in its turn contacts through

Institutul Geologic al României

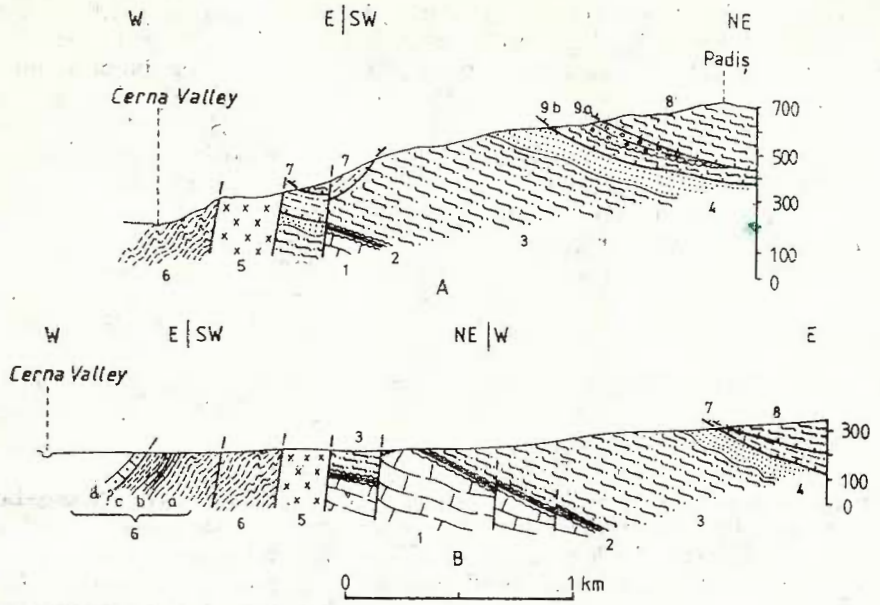
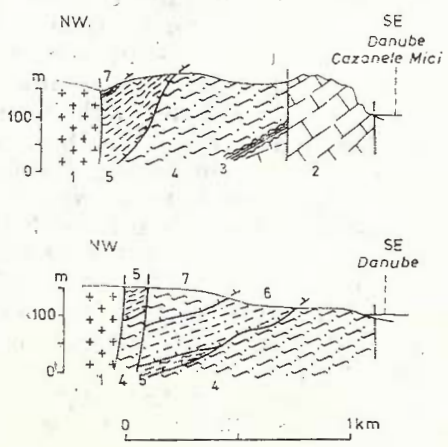


Fig. 2 — Geological structure in the left slope of the Cerna Valley. A — Summit north of the Bîrza Valley; B — Bîrza Valley.

1, Cazane-Stănuleț (sedimentary) zone, Barremian-Aptian Urgonian limestones; 2, Nadanova Formation (Cenomanian-Middle Turonian); 3, Cernișoara Formation (Măneasa Member, Upper Turonian?-Senonian); 4, Cernișoara Formation (Paltina Member, Senonian); 5, metamorphic formation (Dubova Unit?); 6, Dubova Unit (a, Topleț Formation; b, Bîrza Formation; c, Grey Shale Formation; d, calcarenites and calcirudites); 7, Severin Unit (Sinaia Beds); 8, Getic Nappe (Sebeș-Lotru Group); 9, Getic Nappe, Ilovița Subunit (Permian laminated sandstones and conglomerates as well as red argillaceous siltites — 9a, Sebeș-Lotru Group — 9b).

Fig. 3 — Geological structure in the Cazane area. A — Summit north of the Mraconia Valley; B — Ivănici Ravine and a left tributary.

1, metamorphic and granitoid basement (Danubian Domain); 2, Urgonian limestones (Barremian-Aptian); 3, Nadanova Formation (Cenomanian-Middle Turonian); 4, Cernișoara Formation (Măneasa Member, Upper Turonian?-Senonian); 5, Dubova Unit, basinal formations; 6, Severin Unit (Sinaia Beds); 7, Getic Nappe (Sebeș-Lotru Group).



Institutul Geologic al României

another fracture the deposits of the so-called (pre-Cenomanian) Cerna zone (Codarcea, 1940 ; Codarcea, Năstăseanu, 1964 ; Năstăseanu, 1979) of the Mehedinți Threshold (Pop, 1973), of the Mehedinți-Retezat zone (Stănoiu, 1973) or of the transition zone (Pop, 1981), which is here named the Cazane-Stănuleț zone, represented in this sector only by Urgonian, Barremian-Aptian limestones (see also Năstăseanu, Stilla, 1964) ; it also contacts the sequence of Upper Cretaceous deposits consisting successively of the Nadanova Formation (Cenomanian-Middle Turonian), which is predominantly hemipelagic, and the Cernișoara Formation which includes the terrigenous (of olistostroma and/or Wildflysch type) Măneasa Member bearing exolistoliths (Upper Turonian?-Senonian) and the Senonian sandy-clayey (greenish silty mudstones, calcareous or argillaceous siltstones and sandstones) Paltina Member (Pop, 1986 b) (Fig. 2).

The Upper Cretaceous deposits underlie tectonically the Severin Unit, consisting of the Sinaia Beds and the Getic Nappe, represented by the Sebeș-Lotru Group.

In the basal part of the Getic Nappe a Getic Subunit occurs in the crest north of the Bîrza Valley. It is formed of the Sebeș-Lotru Group, overlain by red and violaceous hematitic sandstones and clay siltites, probably of Permian age (Fig. 2). Violaceous and greenish laminated sandstones and conglomerates figured by Codarcea (1940) also occur 3 km south of Topleț, in the left slope of the Cerna Valley; they resemble very much those at Soarbele (see Pop, 1964) overlying the Sebeș-Lotru Group and underlying the same metamorphic rocks and representing the above-mentioned Getic Subunit ; but in the Topleț area this subunit, named here the Ilovița Subunit, covers tectonically the Sinaia Beds of the Severin Unit.

The fact that the Ilovița Subunit directly overlies both the Upper Cretaceous deposits of the External Danubian Domain and the Severin Unit indicates not only that this subunit belongs to the Getic Nappe but also that it was formed prior to the emplacement of the Getic Nappe in its present position.

The tectonic relationships with the formations of other units in the region show that the deposits of the Dubova Unit originate from a more internal sedimentation area than the Cazane-Stănuleț (sedimentary) zone and that its emplacement probably took place in the Upper Senonian previous to or penecontemporaneously with the overthrust of the Severin Unit and the Getic Nappe. The main tectonic and especially plicative deformations of the Dubova Unit formations are also connected with this tectogenetic phase (Laramian). This unit shows the features of a shearing, basement and cover nappe and is likely to have provided some marly limestone exolistolith-bearing calpionellids encountered in the Senonian deposits of the Mehedinți Plateau and the western part of the Vîlcan Mountains (see Pop, 1973).

The formations of the Dubova Unit show comparable facies to those of the deposits characteristic of the so-called Coșuștea zone (Codarcea, 1940), which were partly described also by Băncilă (1967) in the Balta borehole, a fact suggesting their belonging to this unit, and implicitly their allochthonous position, in the Mehedinți Plateau.

Institutul Geologic al României

This interpretation was also based on the recent seismic data (Motaș, 1983) which show that the Jurassic deposits (dolomite limestones) reached by the boreholes of Ciovîrnășani (20 km NNE of Drobeta-Turnu Severin) do not belong to the Moesian Platform, as previously assumed (Băncilă, 1967), but to the External Danubian Domain (eastern extremity) and exhibit carbonate platform facies common to all this Carpathian area, except for the Cazane-Stănuleț zone from its internal part. As a matter of fact we have previously established that there is a single sedimentation zone in the external part of the Danubian Domain (Mehedinți Threshold) displaying depositional conditions specific for the carbonate platforms (Pop, 1973).

The same seismic data indicate the plunge of the Moesian Platform under the External Danubian Domain, on a major tectonic plane, thus refuting the idea of some authors concerning the gradual transition between the Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the External Danubian Domain and the Moesian Platform.

Finally the fault system of the Cerna graben considered to be connected to a deep fracture that functioned discontinuously since the Lower Jurassic (Pop, 1964 ; Săndulescu, 1984), complicated the tectonic aspects of the Dubova Unit after its emplacement. During the subsequent (Tertiary) stages, an important dextral slip took place along this crustal fracture (Bercia, 1975 ; Săndulescu, 1984).

REFERENCES

Allemann F., Catalano R., Farès F., Remane J. (1971) Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian — Valanginian) of the Western Mediterranean Province. Proc. II Plankt. Conf., Roma 1970, II, p. 1337-1340, Ediz. Tecnoscienza, Roma.

Băncilă I. (1967) Relation entre la ramification méridionale de l'orogène carpathique et l'avant-pays. Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-ème Congr., Belgrade 1967, *Rapports Géotect.*, p. 29-33, Belgrade.

Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *St. tehn. econ.*, I/12, p. 6-63, București.

Borza K. (1969) Die Microfazies und Microfossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Verlag Slowak. Acad. Wisensch., 301 p., Bratislava.

— (1984 a) The Upper Jurassic-Lower Cretaceous parabiostratigraphic scale on the basis of Tintinnidae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Carpathica*, 35, 5, p. 539-550, Bratislava.

— (1984 b) Cadosinopsis nowaki n. sp. (Incertes sedis) from the Lower Cretaceous of the West Carpathians. *Geol. Carpathica*, 35, 5, p. 649-661, Bratislava.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1-74, București.

Institutul Geologic al României

— Năstăseanu S., Mercus D. (1961) Considerații asupra vîrstei stratelor de Sinaia din regiunea Porțile de Fier-Vîrciorova. *Comunic. Acad. R. P. România, Geol. Geogr.*, XI, 11, p. 1399-1405, București.
— Năstăseanu S., Mercus D. (1962) Prezența Urgonianului în regiunea Cazanelor. *Comunic. Acad. R. P. România, Geol.-Geogr.*, XII, p, 4, 153-155, București.
— Năstăseanu S. (1964) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul văii Cerna și de la Cazane (Dunăre). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 9, 2, p. 241-250, București.
Murgoci G. M. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Paris; Bul. Soc. St.*, 1907, XVI, p. 50-52, București.
— (1912) The geological synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI-e Congrès Géol. Internat.*, Stockholm, 1910, p. 871-880, Stockholm.
Năstăseanu S., Stilla Al. (1964) Considerații asupra prezenței Urgonianului la est de Băile Herculane. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/1 (1962), p. 77-79, București.
— (1979 a) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV, p. 153-280, București.
— (1979 b) Les formations sédimentaires paléozoïques supérieures et mésozoïques du Banat *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 23, 2, p. 159-166, București.
Nagy I. (1966) A Stomiosphaera és a Cadosina nemzetség rétegtani szerepe a Mecseki felsőjuraban (Sur le rôle stratigraphique des genres Stomiosphaera et Cadosina dans le Jurassique supérieur de la Montagne Mecsek). *Földt. kzl.*, XCVI, 1, p. 86-104, Budapest.
Nowak W. (1968) Stmiosferidy warstw Cieszyńskich (Kimerid-Hoteryw) Polskiego ślaska Cieszyńskiego i ich znaczenie stratygraficzne (Stomiosphaerids of the Cieszyn Beds (Kimmeridgian-Hauterivian) in the Polish Cieszyn Silesia and their Stratigraphical Value). *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, XXXVIII, 2-3, p. 275-327, Krakow.
— (1976) Parastomiosphaera malmica (Borza) from the Polish Carpathians and their stratigraphical value for the Lower Tithonian deposits. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, XLVI, 1-2, p. 89-134, Krakow.
Pop Gr. (1964) Contributions à la connaissance du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque dans les parties E et NW du massif Godeanu (Carpates méridionales). *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 8, 1-2, p. 73-82, București.
— (1973) Depozitele mezozoice din munții Vilcan. Edit. Acad. R.S.R. (1971), 155 p., București.
— (1974) Les zones de calpionelles tithoniques-valanginiennes du sillon de Reșița (Carpates Méridionales). *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 18, p. 109-125, București.
— (1980) Zones, sous-zones et ensembles caractéristiques de Calpionellidae tithoniques-valanginiennes. An. Inst. Geol. Geofiz., LVI, p. 195-203, București.
— (1981) Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate sedimentation areas in the South Carpathians. *Abstracts, Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr.*, 1981, p. 392, București.
— (1986 a) Les zones de calpionelles tithoniques-néocomiennes de la région de Svinița (Carpathes Méridionales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4, p. 87-108, București.

Institutul Geologic al României

— (1986 b) Les formations néocrétacées de Soarbele (Carpathes Méridionales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4, p. 109-131, București.

Remane J., Bakalova-Ivanova G., Borza K., Knauer J., Nagy I., Pop G., Tardi-Filácz E. (1986) Agreement on the Subdivision of the Standard Calpionellid Zones Defined at the II Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geol. Hung.*, 29, 1-2, Budapest.

Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Edit. tehnică, 334 p., București.

Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/5 (1972), p. 127-171, București.

Stow D. A. V., Piper D. J. W. (1984) Deep-water fine-grained sediments ; facies models, p. 611-646, in ; D.A.W. Stow and D.J.W. Piper (eds.), Fine-grained sediments ; deep-water processes and facies, 659 p., Blackwell Sci. Publ., London.

O NOUĂ UNITATE TECTONICĂ ALPINĂ ÎN DOMENIUL DANUBIAN (CARPAȚII MERIDIONALI)

(Rezumat)

În partea central-sudică a domeniului danubian, în zona grabenului Cernei de la Cazane (pe Dunăre) și Topleț, se întîlnesc secvențe sedimentare jurasice și neocomiene cu faciesuri particulare și relații tectonice care fac posibilă separarea unei noi unități tectonice alpine, denumită unitatea de Dubova.

Unitatea de Dubova cuprinde un soclu (?) metamorfic precambrian sub forma unei lame înguste, încadrată de fracturi longitudinale, între Topleț și Pecinișca, depozite grezoase liasice ? observate în valea Seracova Mare (nord de Orșova) și formațiuni bazinale reprezentate prin argilo-siltite negre jurasic mediu ?-tithonic inferioare, micrite, biomicrite și calcarenite, argiloase, tithonic inferior-berriasian superioare și argilo-siltite cenușii berriasian superior-valanginian inferioare.

Depozitele sedimentare ale acestei unități, observate pînă în prezent, apar de obicei în secvențe incomplete determinate de tectonica lor proprie și mai ales de sistemul relativ complicat de fracturi ale grabenului Cernei.

Depozitele bazinale sînt relativ bine deschise pe valea Bîrza (Topleț), unde se disting următoarele entități litostratigrafice succesive (Fig. 1) :

— Formațiunea de Topleț, constituită din argilo-siltite negre (peste 80 m grosime), șistozate, cu silicolite nodulare și lenticulare negre și intercalații episodice subțiri de micrite și biomicrite argiloase (pelagite-hemipelagite și turbidite biogene, Stow, Piper, 1984), care conțin radiolari calcitizați, *Globochaete alpina*, stomiosfere (*Colomisphaera fibrata, C. carpathica, Parastomiosphaera malmica* etc.), protoglobigerinide, spiculi de spongieri și radiolari calcitizați, *Saccocoma* sp. în treimea superioară și bivalve fine uneori sub forma „microfaciesului cu filamente". Aceste depozite cuprind zonele cu *C. fibrata* și parțial cu *P. malmica*

Institutul Geologic al României

(Nowak, 1976 ; Borza, 1984 a), indicînd vîrsta lor oxfordian-tithonic inferioară (pro parte) (Pl. I).

— Formațiunea de Bîrza (circa 33 m grosime), alcătuită din micrite și biomicrite argiloase, slab noduloase (8 m grosime), cu rare calcarenite allodapice (turbidite) de tip packstone-grainstone bioclastice (predominant crinoidale) și peloide, conținînd silicolite nodulare, care includ *Saccocoma* sp., stomiosfere *(Parastomiosphaera malmica, Colomisphaera carpathica, Stomiosphaera moluccana* etc.), *Globochaete alpina*, radiolari calcitizați, bivalve fine și aptichi. Aceste calcare suportă concordant micrite și biomicrite argiloase dispuse în strate subțiri cu intercalații intermitente de calcarenite allodapice, care conțin, pe primii 9 m, aceleași microorganisme, indicînd zona P. malmica, iar apoi calpionele caracteristice succesiv subzonelor C. alpina (zona Calpionella), Cs. simplex și Cs. oblonga (zona Calpionellopsis) (Pop, 1980, 1986 a) (Pl. II-IV). Datele biostratigrafice indică vîrsta tithonic inferior (pro parte)-berriasian superioară (pro parte) a acestei formațiuni. Aceleași date arată, pe de altă parte, existența în această formațiune a unor lacune stratigrafice importante, corespunzătoare Tithonicului superior (sensu gallico) și Berriasianului inferior (partea superioară)-mediu, legate de fenomene erozive, sinsedimentare și de resedimentare, determinate la rîndul lor de mișcările fazei kimerice noi.

— Formațiunea argilo-siltitică (circa 35 m grosime), constînd în argilo-siltite cenușii, șistozate, lipsite de silicolite, cu intercalații subțiri de micrite și biomicrite argiloase care conțin radiolari calcitizați, rare *Globochaete alpina*, stomiosfere *(Colomisphaera carpathica)*, cadosine *(Cadosina semiradiata, Cadosinopsis nowaki)* și calpionele în partea terminală *(Tintinnopseila carpatica, T. longa)*. La nord de Topleț (Bîrza) am întîlnit calpionele caracteristice zonei Calpionellites (Pl. V). Elementele paleontologice menționate arată vîrsta berriasian superior (pro parte)-valangian inferioară pentru această formațiune.

Ultima formațiune este acoperită de calcarenite crinoidale și calcirudite masive sau dispuse în bancuri groase, extrem de diaclazate, iar la nord și sud de Topleț apar calcare nodulare kimmeridgian superior-tithonic inferioare. Aceste depozite întîlnite sub forma unor iviri izolate pot să aparțină unității de Dubova sau altei unități.

Cele trei formațiuni descrise prezintă faciesuri exclusiv bazinale de tip black shale (formațiunile de Topleț și argilo-siltitică) și de pelagite-hemipelagite carbonatice asociate cu turbidite calcarenitice. Formațiunile argilo-siltitice sugerează, pe de altă parte, condiții restrictive de sedimentare și probabil adîncimi situate în jurul limitei de compensare a calcitului (CCD), unde au avut loc redepuneri distale carbonatice pelagice-hemipelagice, acumulate inițial în arii bazinale mai ridicate. Faciesurile formațiunii de Bîrza arată, în schimb, un regim de sedimentare pelagică-hemipelagică, însoțit de redepuneri în mediul bazinal ale unor sedimente originare într-o arie de platformă carbonatică prin intermediul în principal al unor curenți de turbiditate.

Formațiunile unității de Dubova, îndeosebi cele argilo-siltitice, comportă deformări plicative și disjunctive complicate, reprezentate prin cute cu amplitudini diverse însoțite de falieri, laminări, budinări și decolări ale unor intervale sau intercalații carbonatice mai competente

Institutul Geologic al României

în raport cu argilo-siltitele mai plastice. Aceste deformări, conducînd uneori la apariția izolată a unor calcare sub forma unor false olistolite, au fost legate de istoria sedimentară (eventual deformări sinsedimentare determinate de alunecări gravitaționale) și diagenetică ("shale tectonics"), de fazele compresive majore din Carpații Meridionali, austrică și laramică, ultima (paroxismală) determinînd punerea în loc a unității de Dubova și a unităților superioare (unitatea de Severin și pînza getică), și de sistemul de fracturi al grabenului Cernei.

În aria sedimentară a Cazanelor Mici, unitatea de Dubova acoperă tectonic depozite senoniene de tip wildfliș (formațiunea de Cernișoara, pro parte, Pop, 1986 b) și suportă în același mod pînza getică reprezentată prin metamorfitele precambriene ale seriei de Sebeș-Lotru, fapt arătînd punerea ei în loc la faza laramică. În sectorul localității Topleț, în schimb, relațiile de încălecare ale acestei unități pot fi deduse doar din contextul structural regional (Fig. 2, 3).

În împrejurările localității Topleț, formațiunile unității de Dubova apar în contact tectonic, în lungul unor fracturi, cu calcarele urgoniene (barremian-apțiene) ale zonei Cerna (Codarcea, 1940), pragului Mehedinți (Pop, 1973), zonei Mehedinți-Retezat (Stănoiu, 1973) sau ale zonei de tranziție Cazane-Stănuleț (Pop, 1981) care suportă depozitele predominant terigene cretacic superioare, constituite din formațiunile de Nadanova (Cenomanian-Turonian mediu) și de Cernișoara (Turonian superior?-Senonian) cu subformațiunile de Măneasa și de Paltina (Pop, 1986 b). La rîndul lor, depozitele cretacic superioare suportă tectonic unitateaa de Severin și (sau) pînza getică.

În baza pînzei getice se distinge o subunitate formată din seria metamorfică de Sebeș-Lotru, peste care se dispun discordant grezo-conglomerate laminate, violacee, permiene, foarte asemănătoare cu cele de la Soarbele (nord-estul masivului Godeanu). Această subunitate (aici denumită de Iloviță) apare discontinuu și acoperă tectonic fie depozitele cretacic superioare danubiene, fie unitatea de Severin, reprezentată prin stratele de Sinaia. Relațiile tectonice menționate arată formarea subunității de Iloviță într-o fază tectogenetică anterioară șariajului getic peste depozitele senoniene danubiene, posibil în faza austrică, și, prin urmare, faptul că această unitate face parte din structura pînzei getice.

Unitatea de Dubova are caracterul unei pînze de forfecare (de soclu ? și de cuvertură ?) și provine probabil dintr-o arie paleogeografică mai internă decît zona Cazane-Stănuleț.

Formațiunile sedimentare ale unității de Dubova sînt comparabile cu depozitele caracterizînd așa-sumita „zonă Coșuștea" (Codarcea, 1940), fapt care sugerează apartenența lor la această unitate și implicit poziția lor alohtonă în domeniul danubian extern. De altfel, caracterul unitar și în mare măsură diferit al cuverturii jurasice și cretacic inferioare din aria domeniului danubian extern (cu faciesuri de platformă carbonatică în Jurasicul mediu-superior și în Cretacicul inferior), admis din 1971 (Pop, 1973) și imaginat sub forma pragului Mehedinți, este confirmat și de faciesurile similare ale depozitelor jurasic superioare întîlnite în forajul de la Ciovîrnășani, care s-a dovedit prin cercetări seismice (Motaș, 1983) a fi amplasat de fapt în extremitatea externă a

Institutul Geologic al României

acestei arii danubiene. Aceleași date tseismice au arătat de asemenea plonjul platformei moesice sub domeniul danubian extern (în zona Podișului Mehedinți), infirmînd ideea (Năstăseanu, 1979) unei treceri gradate între cuverturile jurasice și cretacic inferioare ale acestor nouă unități geotectonice majore.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Fig. 1 — Argillaceous biomicrite with sponge spicules, filaments and calcitized radiolaria (27)*
Figs. 2-5 — *Colomisphaera fibrata* (Nagy) (16,16,5756d,)
Figs. 6-12 — *Parastomiosphaera malmica* (Borza) (5157,31, 5157, 5159A, 31, 31, 5159A)
Fig. 13 — *Colomisphaera lapidosa* (Vogler) (31)
Figs. 14, 15 — *Colomisphaera carpathica* (Borza) (5159A)
Fig. 16 — Biomicrite with *Saccocoma* sp. and calcitized radiolaria (40)

Plate II

Calpionella Zone, C. alpina Subzone

Figs. 1-5 — *Calpionella alpina* Lorenz (47,46,46,47,47) (conform mss.)
Fig. 6 — *Crassicollaria parvula* Remane (47)
Fig. 7 — *Crassicollaria* cf. *intermedia* (Durand-Delga) (47)
Fig. 8 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (47)

Calpionella Zone, C. elliptica Subzone (Mraconia Valley-6028/3 ; north Topleț — 5830)

Figs. 9, 10 — *Calpionella elliptica* Cadish (6028/3, 6028/3)
Figs. 11, 13 — *Calpionella alpina* Lorenz (6028/3, 6028/3, 5830)
Figs. 14, 15 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (5830)
Fig. 16 — *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler) (5830)

Plate III

Calpionellopsis Zone, Cs. simplex Subzone

Figs. 1-4 — *Calpionellopsis simplex* (Colom) (52, 52, 52, 53)
Figs. 5-11 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (53, 53, 52, 52, 50, 53, 50).
Fig. 12 — *Remaniellea* aff. *cadischiana* (Colom) (53)
Fig. 13 — *Calpionella elliptica* Cadish (52)
Figs. 14-16 — *Calpionella alpina* Lorenz (53, 50, 50)

Plate IV

Calpionellopsis Zone, Cs. oblonga Subzone

Figs. 1, 2 — *Calpionellopsis oblonga* (Cadish) (55, 5763)
Figs. 3-5 — *Calpionellopsis* sp. (54)

Institutul Geologic al României

Figs. 6-8 — *Calpionellopsis simplex* (Colom) (54)
Figs. 9-12 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (54)
Figs. 13, 14 — *Remaniella* aff. *cadischiana* (Colom) (54)
Fig. 15 — *Lorenziella* sp. (54)
Fig. 16 — *Tintinnopsella longa* (Colom) (54)

Plate V

Calpionellites Zone, C. darderi Assemblage (5756, north of Topleț)

Fig. 1 — *Calpionellites coronata* Trejo
Fig. 2 — *Calpionellites major* (Colom)
Fig. 3 — *Calpionellites caravacaensis* Allemann
Figs. 4, 5 — *Calpionellites darderi* (Colom)
Figs. 6-8 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.)
Fig. 9 — *Cadosina semiradiata* Wanner (59)
Fig. 10 — *Cadosinopsis nowaki* Borza (67)
Figs. 11-13 — *Tintinnopsella longa* (Colom)

* The numbers of samples are indicated in brackets.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 207—223

OLIGOCENE EVENTS IN TRANSYLVANIA (ROMANIA) AND THE FIRST SEPARATION OF PARATETHYS [1]

BY

ANATOL RUSU [2]

Paratethys. Oligocene. Biostratigraphy. Chronostratigraphy. Paleogeography. Stratigraphic correlation. Regional stages. Apuseni Mountains — Paleogene zone from the NW Transylvania.

Abstract

Sedimentary, paleoecological and volcanic-tectonic events having taken place within the Transylvanian basin during the Oligocene are presented, pointing out the phenomena related to the first separation of the Paratethys. This first separation (Protoparatethys phase) stands for the direct response to the eustatic sea level decrease in mid-Rupelian time (NP 23) ; this negative eustasy has been responsible for the Paratethys area disconnection from both the Tethys and the North Sea, and the consequent formation of an inland sea — the Solenovian Sea — exhibiting anoxic bottom waters and pliohaline endemic faunas. The author agrees with the concomitant use in the Paratethys of classical (Rupelian and Chattian) and regional (Kiscellian and Egerian) stages of the Oligocene system, and supports the application of the Merian substage (NP 22) for the chronostratigraphic interval, 2-25 m.y. long, between the Priabonian and the Kiscellian.

Résumé

Les événements oligocènes de la Transylvanie (Roumanie) et la première séparation de la Paratéthys. L'etude présente les événements sédimentaires, paléoécologiques et volcanique-tectonique qui ont eu lieu dans le bassin de Transyl-

[1] Received on May 6, 1986, accepted for the communication and publication on May 8, 1986, presented at the meeting of May 27, 1986.

Paper presented on 18th September at the 8th RCMNS Congress, Budapest, 1985 (see Abstracts, p. 500-502).

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R-79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

vanie pendant l'Oligocène et qui ont évidencié les phénomènes concernant la première séparation de la Paratéthys. Cette première séparation (la phase Proto-paratéthys) représente la réponse directe d'abaissement du niveau eustatique de la mer pendant le Rupélien moyen (NP 23) ; cette eustasie négative a été la cause de la séparation de l'aire de la Paratéthys, tant de la Téthys que de la mer du Nord et la formation en conséquence d'une mer intérieure — la mer Solenovienne — avec des eaux de fond anoxiques et des faunes endémiques pliohalines. L'auteur se prononce pour l'emploi simultané dans la Paratéthys des étages classiques (Rupélien et Chattien) et régionales (Kiscellien et Egérien) du système Oligocène et pour l'application du sous-étage Mérien (NP 22) pour l'intervalle chronostratigraphique 2-2,5 m.a. entre le Priabonien et le Kiscellien.

The study of both the sedimentary conditions and the evolution of organisms in the Oligocene of Transylvania has enabled the clearing up of certain local or general events during this time span.

At the end of the Eocene the north-western region of Transylvania has been characterized by euhaline marine conditions responsible for the sedimentation of the Cozla Limestone in the Preluca Area and of the Brebi Marls in the Meseș and Gilău Areas (Fig. 1), these sedimentary areas displaying distinct tectonic regimes. A warm sea with organisms characteristic of the Mesogean Domain (colonial corals, echinids, thick-shelled molluscs, nummulites, corallinaceae, etc.) has covered a larger area as compared to previous periods.

The Cozla Formation (30-60 m thick) consisting of bioaccumulated limestones (corallinacean-milliolitic, nummulitic, molluscan and coral corallinacean wackestones or packstones) with lens-like interbeddings of bioconstructed limestones (coraligenous or coralgal boundstones (Popescu, 1976) was formed on an uplifted carbonate platform covered by a few meters deep agitated waters. This is proved both by fossil assemblages and the scarcity of terrigenous material of limestones which reach a mean content of 6% (Kalmar, 1978). South of the Țicău-Preluca carbonate platform the lower third of the Cozla Limestone Formation grades into a lutaceous-quartzose skeletal limestone — Cluj Limestone (15-30 m thick), and its upper part (above the *Nummulites fabianii* level) is laterally replaced by a carbonate-terrigenous pelitic facies — the Brebi Marls (50-60 m thick) which end with a thin limestone level (Hoia Limestone).

The Brebi Marls formed at a depth of less than 200 m (most of them in the deep sublittoral zone) and contain ever greater amounts

---

Fig. 1 — Stratigraphic successions in NW Transylvania.
1, limestone ; 2, sandy limestone ; 3, marl ; 4, gray marly clay ; 5, bituminous shale ; 6, red silty clay ; 7, calcareous sandstone ; 8, sand and sandstone ; 9, tuff or tuffite. Cz, Cozla Limestone ; Br, Brebi Marls ; Ho, Hoia Limestone ; Cm, Ciumărna Beds ; Cu, Curtuiuș Beds ; Cc, Cuciulat Beds ; Mr, Mera Beds ; Bi, Bizușa Beds ; Mo, Moigrad Beds ; Cr, Creaca Beds ; Dc, Dîncu Beds ; Il, Ileanda Beds ; Ct, Celate Beds ; Va, Var Sandstone ; Vm, Vima Beds ; Bu, Buzaș Beds ; Zb, Zimbor Beds ; Sm, Sînmihai Beds ; Co, Coruș Beds ; Ch, Chechiș Marls.

Institutul Geologic al României

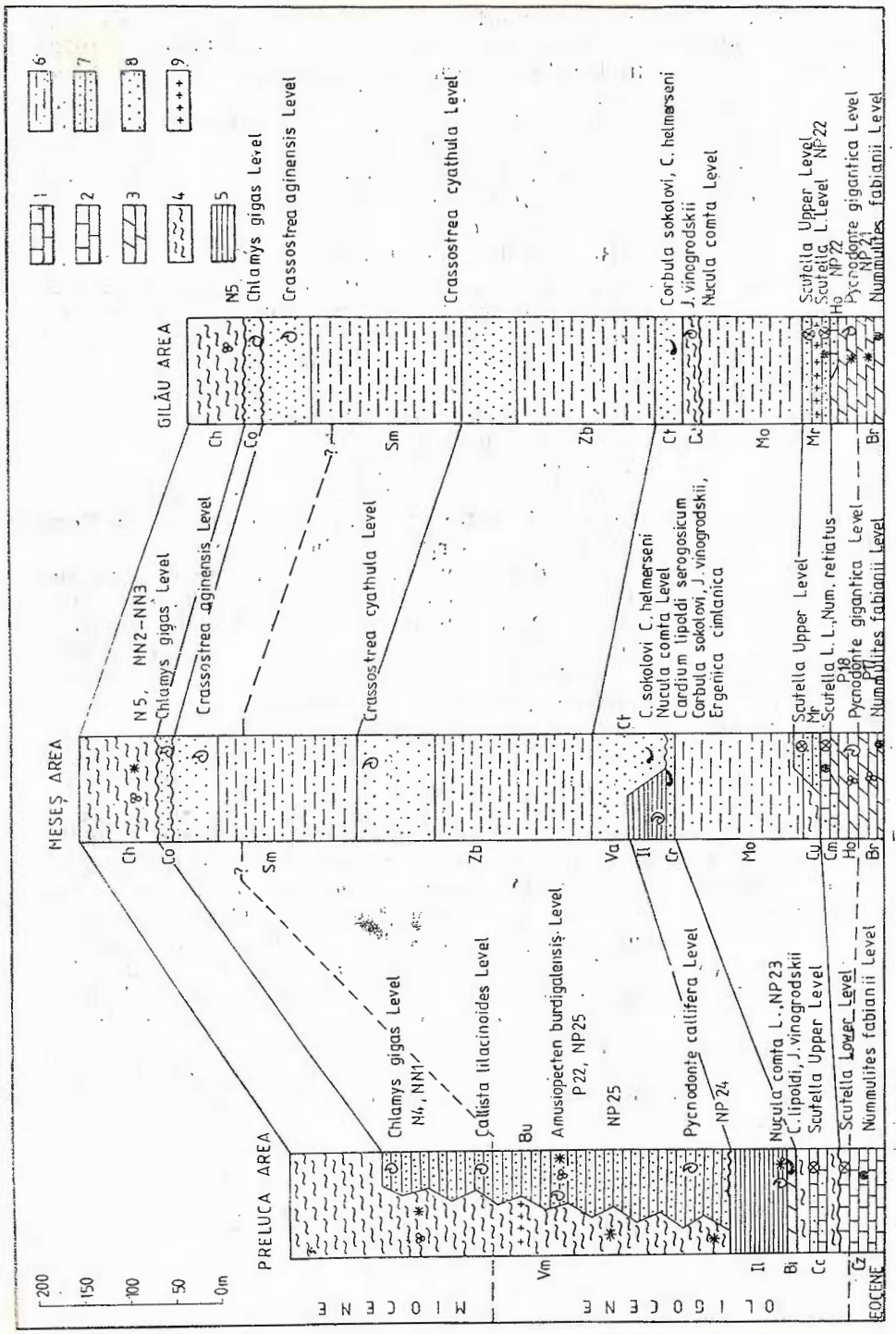


Fig. 1

Institutul Geologic al României

of terrigenous material southwards, so that in the Gilău Area the argillaceous and clastic minerals reach 70-80% (Olteanu, Popescu, 1973). This member is rich in benthonic organisms (molluscs, echinids, bryozoans, ostracods, foraminifers) and planktonic organisms (foraminifers, nannoplankton) which allowed to establish the Eocene/Oligocene boundary at the disappearance of *Cyclococcolithus formosus* Kamptner and of the *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) group and at the first appearance of the species *Reticulofenestra retiformis* (Reinhardt), *Transversopontis zigzag* Hay & Mohler, *Globigerina ampliapertura* Bolli and *Globigerina tapuriensis* Blow & Banner. The Eocene-Oligocene boundary, occurring within a pelitic sequence with no notable changes in sedimentation, is fortunately marked in Transylvania by a guide level yielding *Pycnodonte gigantica* (an oyster living up to a depth of 100 m). Beneath Pycnodonte gigantica Level the Ericsonia subdisticha nannoplankton Zone (NP 21) (Martini, Moisescu, 1974 ; Gheța, 1985)[3], the Phlyctocythere eocaenica ostracod Zone (Olteanu, 1977) and the Globorotalia cerroazulensis planktonic foraminifer Zone (Iva, Rusu, 1982) have been recorded and assigned to the Priabonian ; above this level, the Helicosphaera reticulata Zone (NP 22), the Paijenborchella tricostata Zone and the Globigerina ampliapertura/Pseudohastingerina micra Zone (P 18 Blow) have been noted and ascribed to the Lower Rupelian.

After a long time span during which the environment remained unchanged, the Early Rupelian was marked by sudden changes. The occurrence at the top of the Brebi Marls of some turbiditic limestone interlayers and of a quartzose bioclastic limestone — Hoia Limestone (0.5-2 m thick) bearing small coral reefs, points to a transient episode of drastic and fast seaward migration of the facies belts with restriction of the sedimentation area. The development of corals, mostly of *Rhabdophyllia* and *Hydnophyllia* types and sometimes found in growth position in a narrow belt paralleling the shore line (Rusu, Drăgănescu, 1976), was further hindered by the terrigenous material occurring in progressively increasing amounts towards the top of the horizon. In the Preluca Area and in the northern Meseș Area, at the level of the Hoia Limestone, skeletal algal limestones with *Lithophyllum* occur — the Ciglean Limestone (1-4 m thick) — belonging to the Cozla Formation.

The sea shore that during the deposition of the Brebi Marls in the Meseș Area (where only basinal sediments are preserved) was lying far towards SW, during the formation of the Hoia Limestone became roughly coincident with the present-day exposure line of the latter. The fast marine regression noticed in Transylvania at the level of the standard zone NP 22 is due, in our opinion, to the drop of planetary ocean level by some 150 m (Hallam, 1984) and corresponds to a major glacio-eustatic regression. The drastic cooling of the ocean waters took place, according to Poore and Matthews (1984), a little later than the Eocene-Oligocene boundary, namely during the Early Oligocene. The intensification of erosion and the change in the source of sedimentary material in the Alpine belt area due to the Pyrenean orogenesis (Fig. 2) have led to the transition from a mainly carbonate sedimentation to a prevailingly terrigenous one, and correspond to a CCD lowering in the deep sea (Corliss, 1984).

Institutul Geologic al României

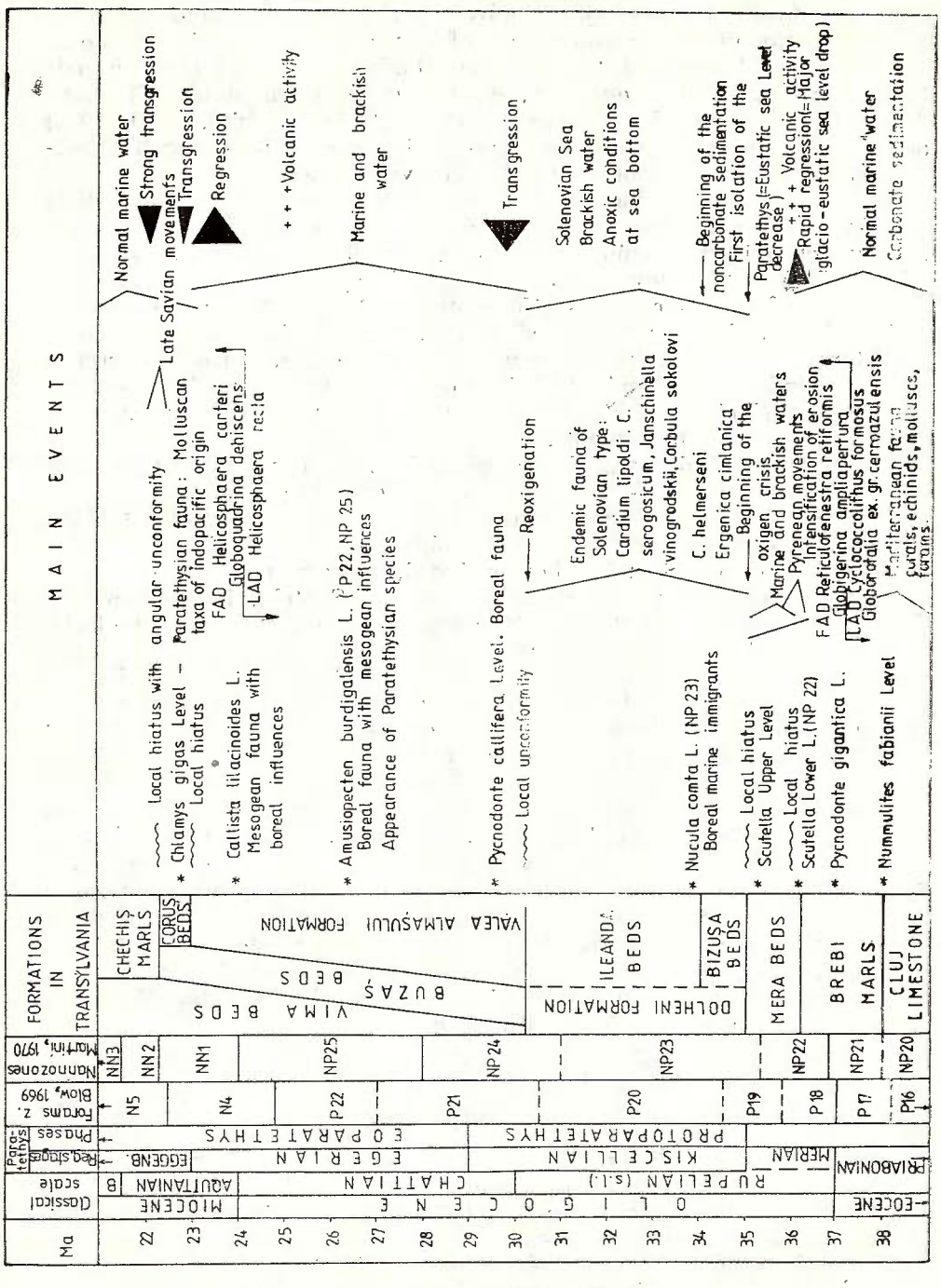


Fig. 2 — Late Eocene-Early Miocene main events in Transylvania.

Institutul Geologic al României

The fossil organisms yielded by the Hoia Beds s.l., among which worth mentioning is the appearance of new Oligocene species of Mesogean origin (*Ampullinopsis crassatina* (Lmk.), *Turritella clumancensis* Bouss., *Scutella subtrigona* Koch, *Archiacina armorica* Munier-Chalmas, *Nummulites retiatus* Roveda, etc.) (Rusu, 1977; Bombiță, 1979, 1984) account for the maintenance of pre-existing connections, the Transylvanian region still belonging to the Tethys Domain.

After the deposition of the Hoia Limestone the marine gulf in north-western Transylvania became somehow isolated, and a fresh water supply determined a mainly mesohaline brackish environment (salinity of 3-16.5‰) with normal marine water influxes. It is the time of deposition of the Mera Beds (15-70 m thick) and of their equivalent facies characterized by a varied lithologic composition: marls, clays, sandstones, sands, sandy limestones, calcarenites, etc. The occurrence of some andesitic volcanic tuff interlayers in the Mera Beds of the Gilău Area (Stoicovici, Mészáros, 1970) points to a volcanic activity related to Pyrenean movements.

The brackish deposits characterized by numerous lumachellic beds bearing either ostreids (*Crassostrea* aff. *multiplicata* (Tourn.)) or cyrenae (*Polymesoda convexa* (Brgt.)) and cerites (*Tympanotonos labyrinthum* (Nyst), *Pirenella galeotti* (Nyst)) contain three levels with eurihaline marine organisms (Scutella Lower Level, a coral-bearing level and Scutella Upper Level). The deposition of the Scutella Lower Level is followed by the climax of Early Oligocene regression when parts of the Preluca Area became emerged as proved by both the calcretes and the hard ground covering the Cozla Limestone. Some lakes and littoral marshes bearing *Planorbarius* and *Lymnaeus* were formed, and their deposits (lacustrine limestones, clays, coals) stand for the Curtuiuș facies. In some places on the basin margins, red silty clays of continental origin were deposited — the Moigrad Beds (80-150 m thick) — and subsequently, soon after the deposition of the Scutella Upper Level, their sedimentation covered the whole Meseș and Gilău Areas (Fig. 1).

The fauna of the Mera Beds yielding colonial corals, echinids, foraminifers, nannoplankton (NP 22 according to Gheța, 1984), ostracods and numerous mollusc species of Mediterranean origin — some of them (*Ampullinopsis crassatina* (Lmk.), *Amaurellina angustata* (Grat.), etc.) occurring in Ciocmani facies as high as the sole of the Bizușa Beds —, accounts for the assignment of the Transylvanian Basin to the Mesogean Domain also during the Early Rupelian.

Concomitantly with the deposition of the Bizușa Beds (slightly bituminous marls 10-15 m thick) in the Preluca Area, the north-western part of Transylvania undergoes tilting which causes the lowering of the former uplifted carbonate Țicău-Preluca platform and the uplifting of the other two sedimentation areas (coarse-grained detrital deposits — Creaca Beds, calcareous sandstones, 0.5-10 m thick — in the Meseș Area, and a sedimentation gap in the Gilău Area) (Fig. 1). These deposits contain characteristic faunas of molluscs (*Cardium lipoldi* Roile, *C. serogosicum* Noss., *Janschinella vinogrodskii* Merklin, *Corbula* ex gr. *sokolovi* Karlov, *Ergenica cimlanica* Popov (= *Rzehakia cimlanica*) etc. — Rusu, 1977) and ostracods (*Thracella apostolescui* Sönmez, *Cytheridea*

Institutul Geologic al României

ventricosa Goerlich, *Cytherissa spathacea* Lnks., etc. — Olteanu, 1980), and a nannoplankton assemblage of the NP 23 zone (Mészáros et al., 1977). A pliohaline brackish environment (9-16.5‰) becomes predominant and an oxygen crisis gets installed in the lower water layers. This is no longer a local phenomenon, but the result of isolation of an inland sea of continental size. This isolation was first pointed out by the present author (Rusu, 1977, p. 129) as follows : "During the deposition of the Bizuşa Beds and of the equivalent horizons, the Transylvanian basin records the appearance of a new fauna characteristic of the Transeuropean Domain. It seems that only starting from this level, which corresponds to the onset of the Rupelian s.s., the individualization of the Transeuropean bioprovince began. Before the Rupelian the present-day territory of eastern Europe included the two west European classical domains : the Northern Domain in the north and the Mesogean Domain in the south". It should be specified that the notion of "Transeuropean province" introduced by Seneš (1958) was used by the latter for the Paratethys Domain (see also Seneš, 1961). The use of the term of Paratethys for a pre-Egerian sea was profusely argumented by Báldi (1979), who later on studied in detail the early history of this sea basin (Báldi, 1980, 1982, 1984).

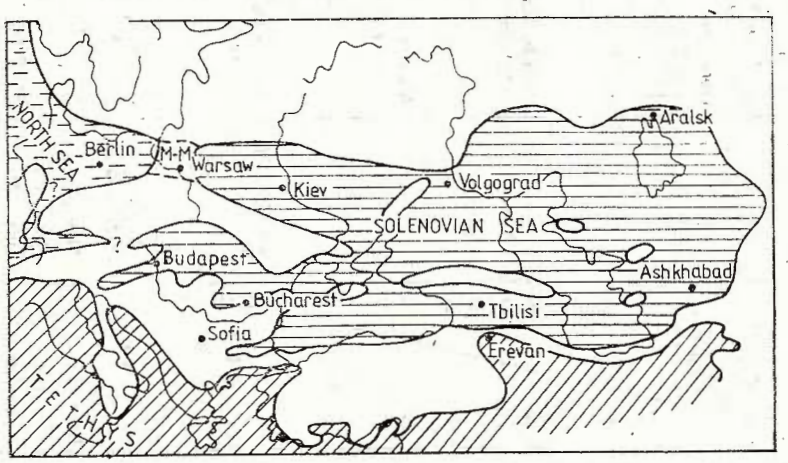


Fig. 3 — Paleogeographic map of the Solenovian Sea (developed during the Kiscellian), emphasizing the first separation of Paratethys. M-M, Mazury-Mazowsze barrier.

Considering the evidence in Transylvania, the Paratethys disconnections from the Tethys and the boreal realm were practically synchronous, the isolation of an inner sea (extending from Slovenia to the Turkmenian region — which we call Solenovian (Fig. 3) — being mainly due to the eustatic sea level decrease. This decrease caused the breaking of the pre-existing connections with both the Tethys in Slovenia (Baldi, 1984 — this author considering only the isostatic uplift of the Alpine-Dinaric Internids), in Rhodopes (Kojumdgieva, Sapundgieva, 1981), in the Lesser Caucasus and in Southern Turkmenia (Neveskaja et al., 1984), and with the northern European basins in Poland

Institutul Geologic al României

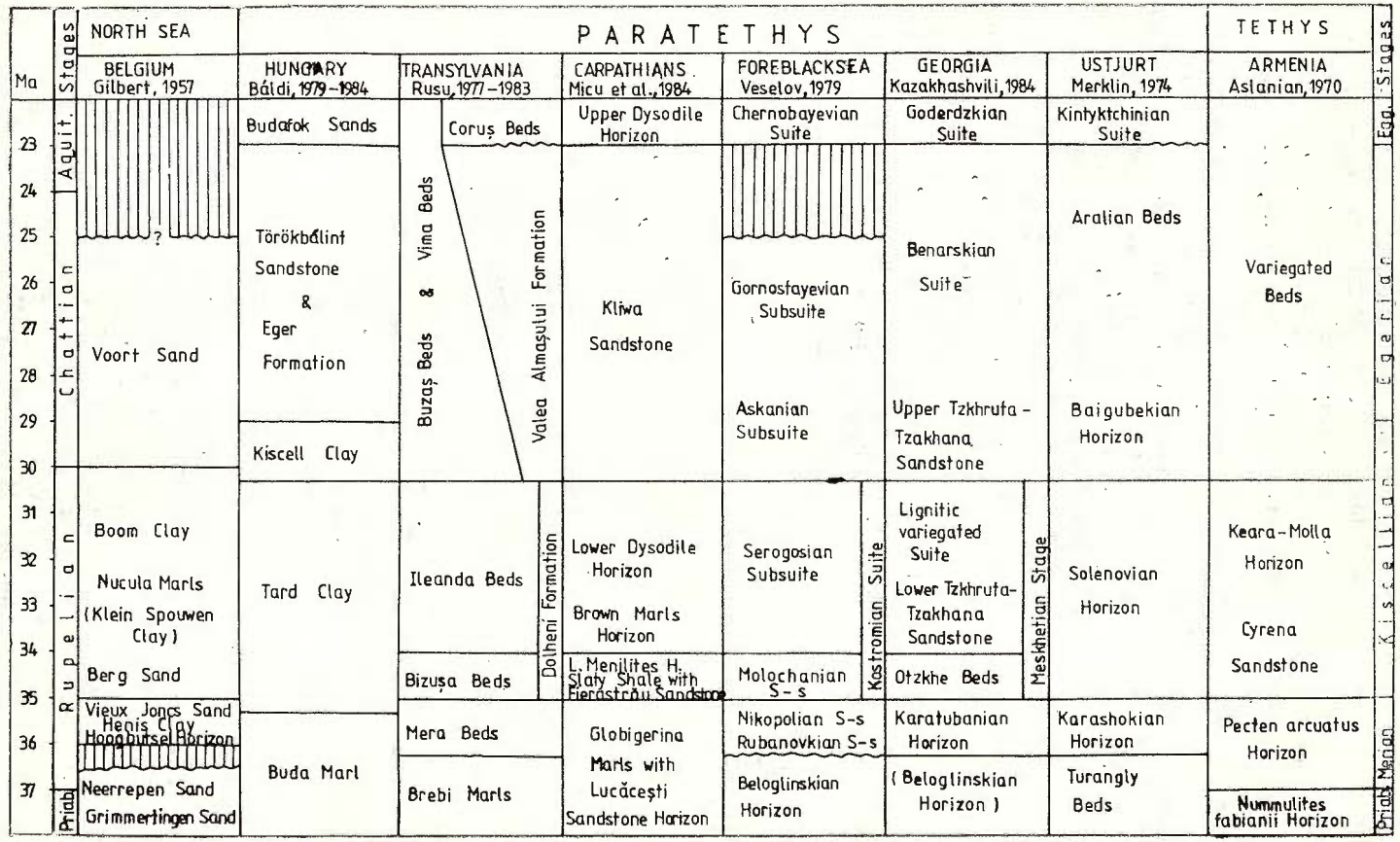


Fig. 4 — Suggested correlation of some Oligocene classical succession in North Sea region, Paratethys and Tethys.

Institutul Geologic al României

— in our opinion due to the emersion of the so-called "Mazury-Mazowsze barrier" (Odrzywolska-Bienkova et al., 1978) — and possibly somewhere in Austria (Fig. 3). Accordingly, the lower boundary of the Kiscellian (Báldi, 1979), which is the opening stage of the Paratethys, must be placed at this level, i.e. approximately at the base of zone NP 23, as already shown by the present author (Rusu, 1983).

The deposition of the regressive Bizușa Beds and Creaca Beds ends with the transition from a slightly carbonate sedimentation to a practically noncarbonate one characterized by important amounts of organic matter. In the littoral area, coaly clays (Dîncu Beds, 5-18 m thick) related to marshes stages and falun-bearing sands (Cetate Beds, 20-30 m thick) accumulated ; in offshore areas below a certain depth, in an anaerobic environment with an increased capacity in both carbonate dissolution and organic matter preservation, sapropelic muds accumulated. These muds will turn into the bituminous shales of the Ileanda Beds (30-60 m thick). During the Kiscellian the H_2S-infested sea caused the deposition of similar bituminous successions in the Carpathian arc, the Crimea, the Caucasus, etc. Coeval bituminous sequences occur also in Bavaria and in the Rhine Graben and the Mainz Basin ; however, paleontological evidence on the connection of the latter with the Solenovian Sea is lacking.

The Dolheni Formation (Rusu, 1977) of Transylvania consisting of the Bizușa and Ileanda Beds and their littoral equivalents (Creaca, Dîncu and Cetate Beds) yields a brackish endemic malacofauna including specimens of *Cardium lipoldi* Rolle, *C. serogosicum* Noss., *C. apostolovense* (Merklin), *Janschiella vinogrodskii* Merklin 1961 (= *J. melitopolitana* Noss. 1962), *Lentidium* aff. *ustjurtense* Merklin, *Corbula sokolovi sokolovi* (Karlov), *C. sokolovi zhizhchenkoi* Merklin, *C. helmerseni transylvanica* Moisescu, *Congeria tenuisima* Moisescu 1964 (= *Congeria aralensis* Merklin, 1974), *Ergenica cimlamica* Popov. As regards the possible stratigraphical correlations (Fig. 4) I refer the reader to one of my previous works (Rusu, 1977, p. 165-166) : "Considering the faunal assemblages this (Dolheni) formation is identical with the Solenaia Horizon (Solenovskii Gorizont) of Prichernomorye Depression (Southern Ukraine) which consists of Molochiansk Beds (=Ostracod Beds) and Serogozy Beds (Nossovskii, 1970; Merklin, 1974, etc)[4]. The Solenaia Horizon, also recognized in Georgia (Tatishvilli, 1966) and as far as Northern Priaralya (Merklin, 1974), shows that during the Rupelian s.s. the pre-existing connections with the Mediterranean Sea became interrupted and that, from the Carpathian area eastwards, a typical brackish domain displaying a salinity range similar to that of the present-day Black Sea and euxinic conditions (stagnant waters with oxygen depletion) is isolated, which favoured the deposition of sapropelic muds".

Thanks to subsequent work, some other additional equivalents of the Dolheni Formation are now known : Upper Socka Beds in Slovenia (Kuscer, 1967 ; Báldi, 1984), Tard Beds (the section above the Spiratella Level) in Hungary (Báldi, 1984), Lower Menilites, Lower Dysodile Horizon in the Romanian Carpathians (Micu et al., 1984 ; Micu, Gheța, 1986), Ezerovo Formation (its middle and upper parts) from the High Thracian Basin in Bulgaria (Kojumdgieva, Sapundgieva, 1981) ; similar

Institutul Geologic al României

formations also occur in Turkmenia and the Kazakhstan and Uzbekistan in the Soviet Union (fide Kazakhashvili, 1984).

In the basal part of the Ileanda Beds euhaline biotic assemblages of boreal type occur forming a regionally developed and strictly stratigraphically located marker layer distinguished as the Nucula comta Level (Rusu, 1972). It has yielded the following group of organisms : molluscs — *Nucula comta* Goldf., *Nuculana westendorpi* (Nyst), *Angulus nysti* (Desh.), *Polinices achatensis* (Recl.) (Rusu, 1977) ; foraminifers — *Nonion granosum* (d'Orb.), *Pyrulina fusiformis* (Roemer), *Glandulina aequalis* Reuss, *Dorothia* aff. *textilaroides* (Hantken) (Rusu, 1977) ; ostracods — *Cytheridea helvetica* Lnks., *C. intermedia* (Reuss), *Bairdia* aff. *oviformis* Speyer, *Loxoconcha* aff. *kuiperi* Keij., *Cytheromorpha* aff. *zindorfi* (Lnks.), *Aglaiocypris* aff. *enigmatica* (Speyer), *Cytheretta* aff. *tenuistriata* Reuss, etc. (Olteanu, 1980 ; Rusu et al., 1978) ; nannoplankton — *Reticulofenestra ornata* Müll (explosive appearance), *Dictyococcites dictyodus* (Defl. & Fert), *Ortozygus aureus* (Strad.), *Transversopontis fibula* Gheța (Gheța et al., 1976) belonging to the Sphenolithus predistenthus Zone (NP 23). Faunal elements of the Nucula comta Level are also reported from the Eastern Carpathians (Ciobanu, 1977), Bulgaria (Kojumdgieva, Sapundgieva, 1981), Ukraine (Nossovskii, personal communication), Georgia (Tatishvili, 1966) emphasizing a short episode of re-establishment of the connection with the North Sea by the overpassing of the Mazury-Mazowsze threshold (possibly due to epirogenetic movements).

According to Seneš (1961), starting from the Egerian, the evolution of the Paratethys includes three main phases : Eoparatethys, Mesoparatethys and Neoparatethys. By analogy, the name Protoparatethys is proposed for the Kiscellian stage of the Paratethys (Fig. 2). By the end of the Kiscellian, within the NP 24 zone, the Solenovian Sea loses its individuality due to the opening of the Paratethys mainly towards the north European basins with euhaline oxygenated waters. In the author's opinion, this long lasting opening might be due to a gradual eustatic sea level change.

In Transylvania the sedimentation of the Ileanda bituminous clays is followed by a new sedimentary cycle marked by the deposition of several heteropic and isochronous formations. These are (Fig. 1) : Vima Beds — clays and marly clays (ca 300 m) with sparse turbiditic sandstone interlayers and some centimetric tuff and tuffite levels (volcanic activity at the end of the Chattian), and yielding molluscs (Hofmann, 1987), foraminifers (Popescu, 1975) and marine nannoplankton (Gheța, 1979, unpublished data) pointing to open sea facies ; Buzaș Beds — marly sandstones, sands and calcareous sandstones (350-500 m) with mollusc and foraminifer marine faunas (Rusu, 1977) characteristic of medium-depth sublittoral zone ; Valea Almașului Formation — sands, sandstones, red clays, grey clays and coal (500-600 m), and consisting of several members (Var Sandstone, Zimbor Beds and Sînmihai Beds) with brackish faunas (Moisescu, 1972 ; Șuraru, 1975 ; Rusu, 1977, etc.) typical of littoral to shallow sublittoral zone.

The environmental conditions established by the end of the Kiscellian continued as such for a rather long time span and they seem to have

Institutul Geologic al României

gradually become more constant towards the offshore areas. This accounts for the occurrence towards the Maramureș trough (Preluca Area), between Ileanda and Hida Beds, of a sole monotonous pelitic formation — Vima Beds (latest Kiscellian-Eggenburgian) — to which correspond shorewards (Meseș and Gilău Areas) seven lithostratigraphic units : Var Sandstone, Zimbor Beds (consisting of two lithological units), Sînmihai Beds (also including two lithologic units), Coruș Beds and Chechiș Marls (Fig. 1). The time span of accumulation of the Valea Almașului Formation corresponds to a reactivation of erosion ; at this time the gulf between the uplifted Silvania and Gilău zones accomodated mainly coarse-grained deposits accumulated as sedimentary cycles starting with brackish members — gritty coal-bearing horizons (sandstones, grey clays and paralic coals) — and ending with continental-lacustrine members — red clay horizons (abounding in rudite material).

In the Buzaș Beds a marine formation time-equivalent to Valea Almașului Beds, several fossiliferous horizons (Rusu, 1977) of different biogeographic significance occur (Fig. 2). The lowermost horizon — the Pycnodonte callifera Level (Late Kiscellian) — shows that Transylvania as well as the entire Paratethys was connected with the northern basins (the boreal character of fauna is dominant) until the deposition of the next horizon — the Amusiopecten burdigalensis Level (Lower Egerian = Chattian) — when appear also species characteristic of the Paratethys (*Nuculana psammobiaeformis* (Roth), *Cardium egerense* (Roth), etc. — Suraru, 1969) (Fig. 2). This latter level, coeval with the fauna yielded by Zimbor Beds, contains species typical of the nannoplankton zone NP 25 (Mészáros et al., 1975) and of the planktonic foraminifer zone P 22 (Rusu, 1977). The next paleontological horizon — the Callista lilacinoides Level (Late Egerian = Early Aquitanian) — having as brackish equivalent the fauna of the Sînmihai Beds shows a prevalence of the Mesogean influence over the boreal one and a diversification of the typical Paratethyan forms (possibly of Indopacific origin).

The Oligocene/Miocene boundary can be drawn, in the arenitic facies, below the Crassostrea aginensis Level of the Sînmihai Beds and below the Callista lilacinoides Level of the Buzaș Beds. It may be traced with enhanced confidence in the Vima Beds on the basis of planktonic foraminifers (Popescu, 1972) and nannoplankton (Ghețа, 1982) ; it can be placed towards the top of the Vima Formation at FAD of *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr, Collins), *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, *Helicosphaera carteri* Kamptner and LAD of *Helicosphaera recta* Haq (Fig. 2).

At the end of the Egerian the marginal zones of the Meseș and Gilău Areas become emerged (erosion removing on certain areas some of the pre-existing deposits) due to a generalized regression in the "circum-Mediterranean domain" (Rögl, Steininger, 1983). Then, above the Paleogene-Neogene boundary, the first marine Miocene transgression follows, accompanied by the appearance of some warmer climate faunas (giant mollusc species of Indopacific origin making up the Chlamys gigas Level = Larger Pecten Horizon) with constant features from the Caucasus to Bavaria.

Institutul Geologic al României

The transgressive Coruș Beds of Transylvania (sands 10-20 m thick of litteral and shalow sublittoral zone), Eggenburgian (Aquitanian) in age, bearing *Chlamys gigas* (Schloth), *C. holgeri* (Geinitz), *Pecten pseudobeudanti* Dep. & Rom., *Laevicardium kubecki* (Hauer), *Rudicardium grande* (Hölzl), *Glycymeris fichteli* (Desh.) etc. (Rusu, 1969) are now sedimented.

In north-western Transylvania the Late Savian phase (intra-Eggenburgian) is represented by deformational movements which, at the northern end of the Meseș Mountains, bring about the folding of the Paleogene formations, which are transgressively and unconformably overlain by the Chechiș Marls (50-120 m thick).

At the time of the Chechiș Marls the transgression amplitude is considerably higher than the first foregoing Miocene transgression, and a deep sublittoral marine environment is installed. A planktonic foraminiferal assemblage (Popescu, 1975) equivalent to the standard zone N 5, and a nannoplankton of the zones NN 2-NN 3 (Rusu et al., 1978) indicate the Eggenburgian (Aquitanian-Early Burdigalian) age of these deposits.

As regards the chronostratigraphy of the time interval discussed in this paper (Oligocene-Lower Miocene), the present author agrees with the concomitant use in the Paratethys Domain of both classical and regional chronostratigraphic scales, which include the following subdivisions of the Oligocene : Rupelian (s.l.) and Chattian as classical European stages, Kiscellian (corresponding to the upper part, the most extended one, of the Rupelian and to the basal Chattian) and Egerian (equivalent of Chattian and basal Aquitanian) as regional stages (Fig. 2).

The time span between the Priabonian and the Kiscellian may be called Merian (as proposed by Moisescu, 1975, p. 88, having the type section at Mera), understood as a Mesogean substage of the Rupelian, equivalent to northern Henisian (= Upper Tongrian).

The Merian substage, as here redefined, includes in Transylvania the upper part of the Brebi Marls above the Pycnodonte gigantica Level, Hoia and Mera Beds ; its lower boundary corresponds to the Eocene-Oligocene boundary (for details see Bombiță and Rusu, 1981 ; Rusu, 1983, 1985) and its upper boundary — to the appearance of endemic fauna of Solenovian type. Redefined as such, the Merian stage would correspond to the planktonic foraminifer zone P 18 and to the base of zone P 19 and to the nannoplankton zone NP 22 (and possibly also the terminal part of zone NP 21), spanning a time interval of ca. 2-2.5 m.y. in the Early Oligocene.

---

[3] The location of the boundary between the NP 21 and NP 22 zones is slightly different in these two papers.

[4] Recent studies regarding the correlation with the southern area of the Soviet Union are due to Veselov (1979), Voronina, Popov (1984), and Kazakhashvili (1984).

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Aslanian P. M. (1970) Stratigraphy and Molluscs of the Upper Paleogene deposits in south-western part of the Armenian S.S.R. (in Russian). Acad. Sci. Armenian SSR, p. 80-260, Erevan.

Báldi T. (1979) Change of Mediterranean (? Indopacific) and boreal influence on Hungarian marine Molluscfaunas since Kiscellian until Eggenburgian times; the stage Kiscellian. *Ann. géol. Pays Hellén,* Tome hors série, I, p. 39-49, Athènes.

— (1980) O korai Paratethys története. *Föld közl.,* 110, p. 456-472, Budapest.

— (1982) A kárpát-pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső tercierben (49-19 millio év közõtt). *Őslénytani Viták,* 28, p. 79-155, Budapest.

— (1984) The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. *Eclogae geol. Helv.,* 77, 1, p. 1-27, Basle.

Bombiță G. (1979) Sur la présence d'Archiacina dans l'Oligocène de Transylvanie (Roumanie). *Rev. Micropal.,* 22, 3, p. 125-133, Paris.

— (1984) Remarques complémentaires sur le groupe de Nummulites fabianii. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.,* LXVIII/3, p. 39-66, București.

— Rusu A. (1981) New data on the Eocene/Oligocene boundary in the Romanian Carpathians. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.,* 36, p. 213-222, Amsterdam.

Ciobanu M. (1977) Fauna fosilă din Oligocenul de la Piatra Neamț. Edit. Acad. RSR, 159 p., 48 pl., București.

Corliss B. C. (1984) The Eocene/Oligocene events in the Deep-Sea. *Abstracts,* 27th Internat. Geol. Congr., IX, p. 203, Moscow.

Gheța N. (1982) A new species of the calcareous nannoplankton genus Helicosphaera Kamptner. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.,* LXVII/3, p. 123-125, București.

— (1985) The Eocene of NW Transylvania. A new Biochronostratigraphic Zonation Based on Calcareous Nannoplankton. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.,* LXIX/3, p. 95-106, București.

— Popescu B., Leu M. (1976) Reticulafenestra ornata Müller, a marker Nannoplankton species in the middle Oligocene. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.,* 20, 1, p. 143-145, București.

Glibert M. (1957) Pélécypodes et Gastéropodes du Rupélien supérieur et du Chattien de la Belgique. *Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., Mém.,* 137, 98 p., Bruxelles.

Hallam A. (1984) Pre-Quaternary sea-level Changes. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.,* 12 p. 205-243, Palo Alto.

Hofmann K. (1887) Geologische Notizen über die krystallinische Schieferinsel von Preluka and über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahresb. d. kgl. ung. geolog. Anst. f. 1885,* p. 31-61, Budapest.

Iva M., Rusu A. (1982) La limite Eocène/Oligocène en Transylvanie d'après les Foraminifères planctoniques. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.,* LXVI/4, București.

Kalmár I. (1978) Studii petrografice-microfaciale și geochimice în cuprinsul seriei calcaroase din Cheile Babei (NV Transilvaniei). *D. S. Inst. Geol. Geofiz* LXIV/1, p. 215-250, București.

Kazakhashvili Zh. (1984) Paleobiological History of the Mollusc Fauna of the Solenoe Horizon of Georgia. (in Russian). „Metzniereba", 104 p., Tbilisi.

Institutul Geologic al României

Kojumdgieva E., Sapundgieva V. (1981) Biostratigraphie de l'Oligocène du bassin de la Haute Thrace d'après les Mollusques. *Geol. Balc.*, 11, 4, p. 93-114, Sofia.

Kuščér D. (1967) Zagorski tercier. *Geol. Razp. in porocila,* 10, p. 5-86, Ljubljana.

Martini E., Moisescu V. (1974) Nannoplankton-Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin (NE Siebenbürgisches Becken, Rumänien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1, p. 18-37, Stuttgart.

Merklin R. L. (1974) Handbook of Oligocene Bivalvia of the South of the USSR (in Russian). Trans. Paleont. Inst. 145, 194 p., Moscow.

Mészáros N., Galcenko V., Fabian C. (1977) Nannoplanctonul depozitelor paleogene de la Cormeniș (est de Jibou) și semnificația lui stratigrafică. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 22, p. 155-160, București.

— Lebenzon C., Ianoliu C., Pion N. (1975) Nannoplanctonul din stratele de Cetate și semnificația lui stratigrafică. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 20, 2, p. 215-219, București.

Micu M., Gheța N. (1986) Eocene-Oligocene Boundary in Romania on Calcareous Nannoplancton. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4, p. 289-307, București.

— Gheța N., Tăutu E., Bratu E. (1984) Contributions to the stratigraphy of the Tazlău Basin Paleogene (Bistrița Half-window, East Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII, 4, p. 105-118, București.

Moisescu V. (1972) Mollusques et Echinides stampiens et égériens de la région de Cluj-Huedin-Românași (N-O de la Transylvanie). *Mem. Inst. Geol.*, XVI, 152 p., București.

— (1975) Stratigrafia depozitelor paleogene și miocen-inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românași (NV bazinului Transilvaniei). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVII, p. 5-211, București.

— (1981) Oligocene Deposits of Transylvania and their correlation in Paratethys. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 25, p 161-169, București.

Nevesskaja I. A., Voronina A. A., Goncharova I. A., Iljina L. B., Paramonova N. P., Popov S. V., Tchepalyga A. L., Babak E. V. (1984) History of Paratethys. 27th Intern. Geol. Congr. *Palaeoceanography, Colloq.* 3, 3, p. 113-128, Moscow.

Nosovskii M. F. (1970) Paleogene deposits of northern Prichernomorya (Southern Ukraina) (in Russian). *Geol. i rud. iuga Ukr.*, 3, p. 3-41, Dnepropetrovsk.

Odrzywolska-Bieńkowa E., Požaryska K., Martini E. (1978) Middle Oligocene Microfossils from the Polish Lowlands: their stratigraphical and paleogeographical significance. *Acta Pal. Polon.*, 23, 3, p. 249-291, Warszawa.

Olteanu R. (1977) Studiul stratigrafic și micropaleontologic al depozitelor eocen-oligocene din regiunea Cluj-Mera-Săvădisla. Thesis of doctor's degree, Univ. "Al. I. Cuza", Iași.

— (1980) Evolution de la communauté d'Ostracodes dans l'Oligocène du NW de la Transylvanie. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 24, p. 177-198, București.

— Popescu B. (1973) Contribuții paleontologice și sedimentologice privind evoluția ostracodelor în Eocenul de la vest de Cluj. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 18, 1, p. 245-260, București.

Poore R. Z., Mathews R. K. (1984) Late Eocene-Oligocene Oxygen and Carbon-Isotope Record from South Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Site 522. Init. Repts. DSDP 73, p. 725-735, Washington.

Institutul Geologic al României

Popescu B. (1976) Sedimentology of Priabonian carbonate rocks, Jibou Area, N-W Transylvanian Basin. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVIII, p. 117-140, București.

Popescu G. (1972) Biostratigrafia depozitelor oligo-miocene de la sud de Preluca, pe bază de foraminifere planctonice. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/3, p. 105-127, București.

— (1975) Études des Foraminifères du Miocène inférieur et moyen du Nord-Ouest de Transylvanie. *Mem. Inst. Geol. Geofiz.*, XXIII, 121 p, 107 pl., București.

Rögl F., Steininger F. F. (1983) Vom Zerfall des Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85/A, p. 135-168, Wien.

Rusu A. (1969) Sur la limite Oligocène/Miocène dans la bassin de Transylvanie. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 13, 2, p. 203-216, București.

— (1972) Semnalarea unui nivel cu Nucula comta în bazinul Transilvaniei și implicațiile lui stratigrafice. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, p. 265-282, București.

— (1977) Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LI, p. 69-223, București.

— (1983) Remarks on Oligocene Chrono- and Biostratigraphy in Transylvania (Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX (Trav. XIIe Congr. Assoc. Géol., Carp.-Balk. 1981), p. 229-238, București.

— (1985) Remarks on the Eocene/Oligocene Boundary in Transylvania. *Discuss. Palaeont* 31 p 103-104, Budapest

— Drăgănescu A. (1976) Facies-zoned carbonate sedimentation at the time of the Hoia Limestone (Upper Tongrian) in NW Transylvania (Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVIII, p. 141-169, București.

— Popescu A., Rădan S., Gheorghian M., Iva M., Popescu G., Cioflica G., Olteanu R., Gheța N., Jipa D. (1978) Studiul litobiostratigrafic al forajului 34.601 de la Zimbor (NW-ul Transilvaniei). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/4, p. 359-376, București.

Seneš J. (1961) Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. *Geol. Práce*, 60, p. 159-195, Bratislava.

Stoicovici E., Mészáros N. (1970) Prezența unui nivel de tufuri andezitice în orizontul de Mera, la vest de Cluj. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Geol.-Miner.*, 1, p. 3-12, Cluj.

Șuraru N. (1969) Über eine vollmarine Fauna des Zimborer Schichten im unteren Becken des Almaș Tales I, *Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Geol.-Geogr.*, 2, p. 45-56, Cluj.

— (1975) Faziostratotypus: Zimbor-Sînmihaiu Almașului, nord-westlich von Cluj, im nordwestlichen Teil des Transsylvanischen Beckens, Rumänien. In: „Chronostrat. und Neostratotypen" Miozän, OM Egerien V, p. 169-176, Bratislava.

Tatishvili K. G. (1966) On the finding of Solenoe Horizon in Maikop deposits of Akhaltsikh region (in Russian). In "Fauna Kainozoya Gruzii i eyo geoistoricheskoe znachenie", p. 86-88, „Metzniereba", Tbilisi.

Veselov A. A. (1979) To the accurate definition of the stratigraphical correlation of the Oligocene-Lower Miocene border marking horizons of the Eastern and Central Paratethys. *Ann. géol. Pays Hellén*, 3, p. 1243-1252, Athens.

Institutul Geologic al României

Voronina A. A., Popov S. V. (1984) Solenovian Horizon of Eastern Paratethys (in Russian). *Izv. Akad. nauk SSSR, Gheol.*, 9, p. 41-53, Moskva.

EVENIMENTELE OLIGOCENE DIN TRANSILVANIA (ROMÂNIA) ȘI PRIMA SEPARARE A PARATETHYSULUI

(Rezumat)

Analiza condițiilor de sedimentare și evoluția organismelor din Oligocenul Transilvaniei au permis decelarea unor evenimente geologice cu caracter local sau general, petrecute în acest interval de timp. Limita Eocen/Oligocen, trasată în cuprinsul marnelor de Brebi (formațiune pelitică, carbonatică-terigenă, cu faună mediteraneană tipică) între zonele NP 21, P 17 și NP 22, P 18, nu este marcată de modificări în sedimentare. Apariția însă, la topul marnelor de Brebi, a unui calcar bioclastic cuarțos cu mici recifi de corali (calcarul de Hoia) (fig. 1) evidențiază deasupra acestei limite o regresiune marină rapidă, care culminează cu depunerea faciesului de Curtuiuș și corespunde unei scăderi abrupte a nivelului oceanului planetar de la începutul Oligocenului (Hallam, 1984). Intensificarea eroziunii în aria arcului alpin datorită orogenezei pireneene (evidențiată în regiune și prin produsele unei activități vulcanice) are ca rezultat trecerea de la o sedimentare esențial carbonatică la una predominant terigenă (fig. 2), corespunzînd totodată coborîrii CCD-ului în marea adîncă (Corliss, 1984). Fauna stratelor de Mera (NP 22), în componența căreia intră corali coloniali, echinide, foraminifere, ostracode și moluște de origine mediteraneană, probează apartenența bazinului Transilvaniei la domeniul mesogean și în prima parte a Rupelianului. Depunerea apoi a stratelor de Bizușa (NP 23) și de Creaca, cu o faună endemică de moluște și ostracode de tip Solenovian, are loc în condiții de mediu deosebite — ape salmastre cu deficit de oxigen în păturile adînci. Este efectul izolării unei mări interne de dimensiuni continentale — Marea Solenoviană (fig. 3) —, evidențiată pentru prima dată de noi ca „domeniu transeuropean" (Rusu, 1977) și asimilată de Báldi (1979) Paratethysului. Această primă separare a Paratethysului a avut loc prin întreruperea legăturilor atît cu Tethysul, în Slovenia și Rhodope, cît și cu Marea Nordului, după opinia noastră în Polonia, prin emersiunea „barierei Mazury-Mazowsze" (Odrzywolska et al., 1978) și în Austria, și este o consecință a unei noi scăderi eustatice globale a nivelului marin. În consecință, limita inferioară a Kiscellianului (Báldi, 1979), etaj de debut al Paratethysului, trebuie plasată numai la acest nivel, situat la baza zonei NP 23. După depunerea stratelor de Bizușa, se trece de la o sedimentare slab carbonatică la una practic non-carbonatică. În zona litorală se depun acum argile cu cărbuni (stratele de Dincu) și nisipuri cu falune (stratele de Cetate), iar spre larg se formează, în condițiile unui mediu anoxic cu disoluția mărită a carbonaților și prezervarea materiei organice, mîluri sapropelice (stratele de Ileanda). O mare infestată cu hidrogen sulfurat dăinuie aproape în toată perioada Kiscellianului, ducînd la formarea unor orizonturi bituminoase în arcul

Institutul Geologic al României

carpatic, Crimeea, Caucaz etc. (fig. 4). Prin analogie cu fazele distinse de Seneš (1961) în evoluția Paratethysului, pentru stadiul kiscellian am propus numele de Protoparatethys (fig. 2). Stratele de Bizușa și de Ileanda, cuprinse împreună cu echivalentele lor litorale în formațiunea de Dolheni, conțin o malacofaună salmastră pliohalină, tipică Mării Solenoviene. Baza stratelor de Ileanda include însă un nivel cu moluște, ostracode, foraminifere și nannoplancton (NP 23) marine euhaline de tip boreal, distins ca nivelul cu Nucula comta (Rusu, 1972). Elemente faunistice ale acestui nivel sînt cunoscute în orizontul marnelor brune din Carpații Orientali (Ciobanu, 1977), în formațiunea de Ezerovo din bazinul Traciei Superioare (Kojumdgieva, Sapoundgieva, 1981), în suita solenoviană din sudul Ucrainei (Nosovskii — informație verbală) și din Gruzia (Tatishvilli, 1966), marcînd un scurt moment de reluare a legăturii cu Marea Nordului. După depunerea formațiunii de Ileanda, Marea Solenoviană își pierde individualitatea prin deschiderea Paratethysului în principal spre bazinele nordice (cu ape euhaline oxigenate). Către sfîrșitul Kiscellianului (în cuprinsul zonei NP 24), în Transilvania începe un nou ciclu de sedimentare care duce la depunerea stratelor de Vima (facies bazinal) și de Buzaș (sublitoral) cu faune marine, precum și a stratelor de Valea Almașului (litoral și sublitoral de mică adîncime) cu faună salmastră. În secțiunea kiscelliană a acestor formațiuni caracterul boreal al faunei este predominant; influența mediteraneană începe să se resimtă însă în secțiunea egerian inferioară (Chattian), devenind net predominantă în secțiunea egerian terminală (Aquitanian). Semnalăm prezența unor intercalații subțiri de tufuri în stratele de Vima, marcînd o activitate vulcanică în Chattianul terminal. Limita Oligocen/Miocen, plasată între zonele NP 25 și NN 1 în faciesul pelitic și la baza nivelului cu *Callista lilacinoides* în faciesul psamitic, nu este marcată nici ea prin modificări în sedimentare. Regresiunea de la sfîrșitul Egerianului este urmată de prima transgresiune marină miocenă, însoțită de pătrunderea în întregul Paratethys a unei faune de climat cald (specii de moluște mari de origine indopacifică) cunoscute în stratele de Coruș (Eggenburgian). Faza savică nouă (intraeggenburgiană) se manifestă în nord-vestul Transilvaniei prin mișcări de deformare, făcînd ca formațiunile paleogene să suporte transgresiv și pe alocuri discordant orizontul marnelor de Chechiș (NN2 — NN3) (fig. 2).

În ceea ce privește cronostratigrafia, sîntem adepții utilizării concomitente în Paratethys a scării clasice (Rupelian și Chattian) și a celei regionale (Kiscellian și Egerian). Pentru intervalul dintre Priabonian și Kiscellian propunem utilizarea termenului Merian (Moisescu, 1975), subetaj mesogean redefinit aici, echivalent al Henisianului nordic, acoperind un interval de 2 — 2,5 mil. ani din Oligocenul timpuriu (NP 22).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 225—236

ON THE PRESENCE OF THE GROȘI UNIT IN THE HIGHIȘ MOUNTAINS AND ITS ORIGIN [1]

BY

HARALAMBIE SAVU [2]

Lithostratigraphic Unit. Tectonic Units. Cretaceous. Subduction. Oceanic crust. Groși Noi Unit. Highiș-Drocea Unit. Subhercynian movements. Laramian movements. South Carpathians — North Apuseni — Highiș Mountains.

Abstract

The tectonics of south Highiș Mts is dominated by two major tectonic units : Highiș-Drocea Unit and Groși Unit. The first unit consists of a metamorphosed Paleozoic basement which is formed by Păiușeni Series and a Neocretaceous sedimentary cover. Păiușeni Series is composed of phyllites (metapelites), quartzites (metapsammites), metaconglomerates (metapsephites) and metadiabases ; these rocks have been metamorphosed under the chlorite isograde conditions. Groși Unit which is pointed out now, thrusts over previous unit, moving from SSE towards NNW. It is constituted of Halta Nadaș Precambrian crystalline series (?) which is weakly diaphtorized and tectonized. This series consists of muscovite-biotitic schists, sometimes carbonatic schists, feldspathic quartzites bearing muscovite ± biotite and amphibolic schists bearing epidote and albite which are metamorphosed under the biotite isograde conditions. Owing to these data, we can draw the tectonic image of Bîrzava-Lipova region. The origin of the described tectonic units is considered to be the Alpine subduction processes which took place on the NW border of the Mureș Zone. Nappes and scales are born when the two convergent plates came into contact ; the Sialic part of Apuseni Mts Plate and the oceanic Mureș Plate. Finally here results the actual Mureș megaslab, which is forming the basement of the Căpîlnaș-Techereu Nappe and of other tectonic units in the Mureș Zone.

[1] Received on November 20, 1984, accepted for publication on March 2, 1985, presented at the meeting on April 20, 1985.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.

Institutul Geologic al României

Résumé

Sur la présence de l'unité de Groși dans les monts Highiș et son origine. La tectonique de la partie méridionale des monts Highiș est dominée par deux unités tectoniques majeures : l'unité de Highiș-Drocea et l'unité de Groși. La première unité est formée d'un soubassement paléozoïque métamorphosé, constitué de la série de Păiușeni et d'une couverture sédimentaire néocrétacée. La série de Păiușeni est formée de phyllites (métapélites), quartzites (métapsammites), métaconglomérats (métapséphites) et métadiabases, des roches métamorphosées dans les conditions de l'isograde de la chlorite. L'unité de Groși, qu'on a mis en évidence maintenant, chevauche l'unité antérieure, en se déplaçant de SSE vers NNO. Elle consiste de la série cristalline précambrienne (?) de Halta Nadaș, qui est faiblement diaphtorisée et tectonisée. Cette série consiste de schistes muscovite-biotitiques, parfois carbonatiques, quartzites feldspathiques à muscovite ± biotite et schistes amphibolitiques à épidote et albite, métamorphosées dans les conditions de l'isograde biotite. A partir de ces données on établit l'image tectonique de la région Bîrzava-Lipova. L'origine des unités tectoniques décrites est considérée d'être les processus de subduction alpines, qui se sont manifestés sur le bord de nord-ouest de la zone Mureș. Les nappes et les écailles se sont formées pendant le contact des deux plaques convergentes : la partie sialique de la plaque des monts Apuseni et la plaque océanique du Mureș, dont à la fin va résulter la nappe ophiolitique (megaslab) du Mureș, dont une partie forme le socle de l'actuelle nappe de Căpîlnaș-Techereu.

Introduction

As a tectonic unit, the Groși Nappe (Groșii Noi)[3] was pointed out by Papiu (1953, 1959) in Drocea Mts and Savu et al. (1979) called it Groși Unit. Up to now this nappe was known only in the region between Crișul Alb (Mădrizești) and Bîrzava on the Mureș, where it disappeared. Our 1958 and 1984 investigations in the SE of the Highiș Mts showed that this unit obviously went on towards WSW between Bîrzava and Conop up to the south of Mureș. The description of the Groși Unit in this region and its origin is the subject of this paper.

Actual knowledge regarding the tectonics of the SE of the Highiș Mts is based on three main opinions.

1. The first is Giușcă's opinion (1979) according to which between Milova and Conop there is an Upper Cretaceous sedimentary basin which reposes on a Paleozoic metamorphosed basement represented by the Highiș crystalline or the Păiușeni Series (Savu, 1962). East of Conop, this sedimentary basin has a gulf and more east occur a few Upper Cretaceous outliers which stand on the same Paleozoic basement which extends towards south up to the Mureș (Fig. 1). This image is also drawn on the geological maps, scale 1 : 500 000, 1 b sheet (1958), 1 : 1 000 000 (1966 and 1978) and 1 : 200 000, Arad sheet (1965).

2. The second opinion belongs to Balintoni (1986) who confounds the Păiușeni Series phyllites with more intensely metamorphosed crystalline schists, which we have already described (Savu, 1958) west of Bîrzava and assigns all the crystalline basement (in fact the upper complex of the Păiușeni Series — Savu, 1962) on which stand the Upper Cretaceous outliers, to a Precambrian diaphthorized series, equi-

Institutul Geologic al României

valent to the Baia de Arieș Series without noticing the tectonic accident we deal with in this paper. He includes all the Highiș-Drocea crystalline into an erroneous mapping and tectonic image; so, the three Paleozoic Păiușeni Series complexes described by us (Savu, 1962, 1965) represent in his opinion three apart tectonic units, which are constituted of different ages crystalline series.

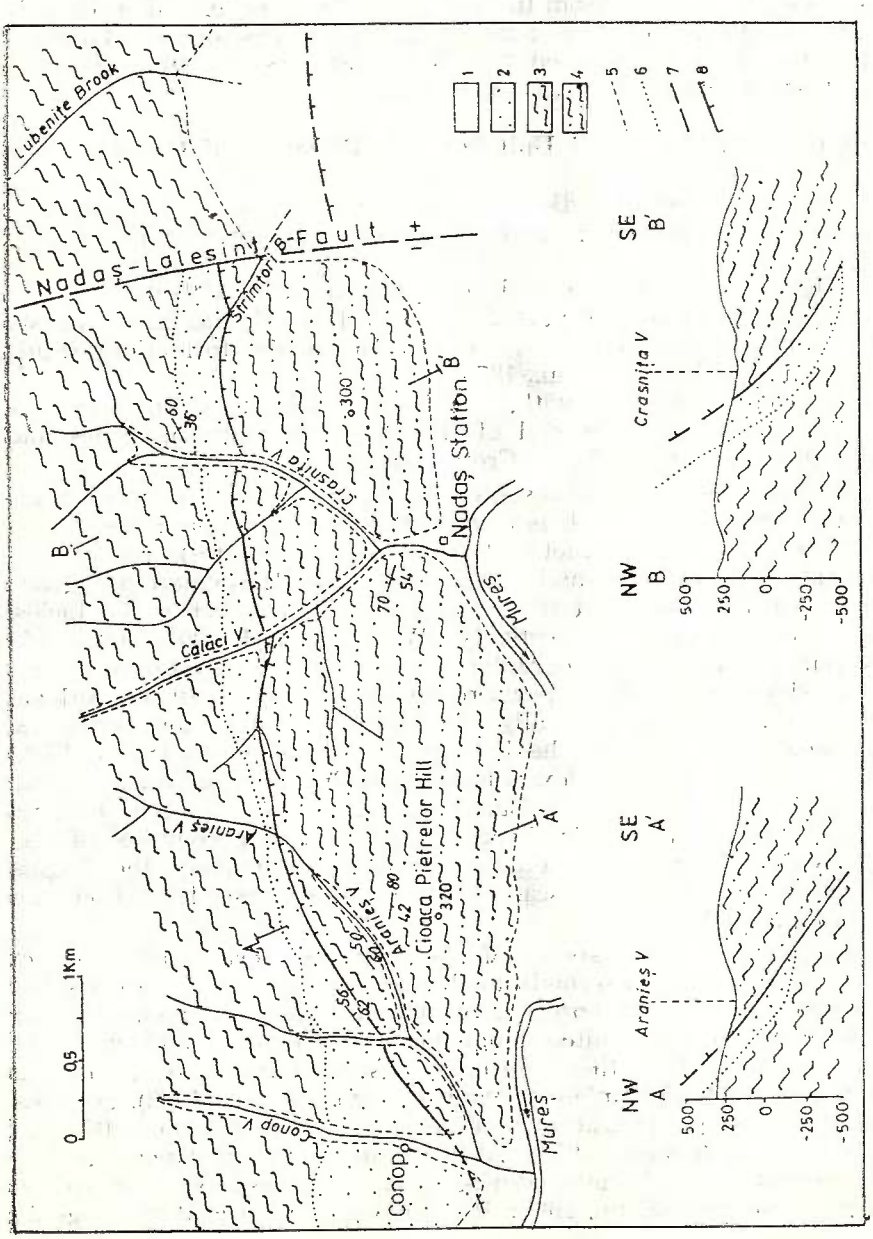


Fig. 1 — Geological map of Conop-Bîrzava region.
1, alluvia; 2, Upper Cretaceous; 3, Păiușeni Series (Highiș-Drocea Unit); 4, Halta Nadaș Series (Groși Unit); 5, normal geological limit; 6, unconformity; 7, fault; 8, overthrust.

Institutul Geologic al României

3. The third group of data belong to us and they are written in the 1958 report, after which in the Crasnița (Nadaș) Valley, there is an Upper Cretaceous and south of it, west of Bîrzava, there develops a crystalline schist outlier ("Bîrzava outlier"), which is widely metamorphosed, with amphibolites belonging to the Mădrizești Series from the Păiușeni Series basement. In 1974 autumn, on occasion of a trip in the Mureș Valley, when I guided two Hungarian guests, I noticed that the crystalline schists from the Bîrzava outlier are extended towards west to Conop. Owing to these data, during the discussions on Balintoni communication (1986). I showed that it should exist an important tectonic accident between Bîrzava and Conop.

Position of the Groși Unit between Bîrzava and Conop

In the region between Bîrzava and Conop, we clearly distinguish two tectonic units, namely : 1) Highiș-Drocea Unit and 2) Groși Unit (Fig. 1).

1. Highiș-Drocea Unit called so by Savu et al. (1979), here has an autochthon position, but north, in the Crișul Alb basin, it thrusts over the unit which comprises the Codru Moma Mts formations (Finiș and Moma units — Ianovici et al., 1976).

In the region we deal with, Highiș-Drocea Unit is constituted of a crystalline basement composed of the Paleozoic Păiușeni Series and its sedimentary cover of Upper Cretaceous age.

a. Păiușeni Series is represented in the region by its upper complex (Savu, 1962, 1965) which is composed of satinated phyllites (metapelites) where intercalate metagritstones (metaquartzites), rare metaconglomerates (serniphites) and metabasalts. The Hercynian low-grade metamorphism place them at the lower limit of the green schist facies, in the chlorite isograde respectively (Winkler, 1974). The low-grade metamorphism and the petrographic composition of crystalline schist series on which rests the Upper Cretaceous deposits between Milova, Conop and Bîrzava and especially the presence of metaconglomerates, very characteristic rocks for the Păiușeni Paleozoic Series (Savu, 1962) deny the fact that this complex belongs to a Precambrian retromorphic series of Baia de Arieș type, as Balintoni supposed (1986). It represents the natural extension in this direction of the upper complex of the Păiușeni Series. In fact, the Păiușeni Series, respectively the Highiș blastodetrital crystalline (Giușcă, 1962) includes these formations on all existent maps.

The sedimentologic aspects of the Păiușeni Series and the fact that it rests on a Sialic Precambrian basement (Mădrizești series) show that it formed inside a Paleozoic miogeosyncline zone (Devonian-Lower Carboniferous) where deposited conglomerates, gritstones and argillites. At the same time with these formations sedimentation took place a fissure (Savu, 1965) withinplate volcanism (Savu, Tiepac, 1982), generally basic and having a transition tendency towards a tectonic setting of MORB/WPB type (Pearce, 1979). At its final part, this volcanism becomes a bimodal one because during this stage also occur rhyolites or quartzkeratophyres (Savu, 1965). It is followed by an acid synorogenic

Institutul Geologic al României

magmatic activity (Highiș granitoids), then a Late Orogenic alkaline one (Bîrzava Massif) and ends with acid and/or alkaline vein rocks. In the Cladova Valley they crossed and metamorphosed at contact the Permo-Carboniferous deposits from this zone, changing into garnet bearing skarns the thin bands of limestones, in the black formation. The last formation is tectonically included in the Păiușeni Series, under the Hercynian Cladova scale, between Covăsînț and Highiș Peak (Giușcă, 1979).

b. Upper Cretaceous cover is widely developed in the Milova-Conop basin. Since 1874, it was described by several geologists (see Papiu, 1953). According to Loczy (1889), in this basin the Neocretaceous deposits are composed of polygenous conglomerates coarse in base, then follows an alternance of marls, clays and gritstones with *Acteonella*. In this facies, the formations reach up to east of Conop, also occurring on the right tributary of the Aranieș Brook (Fig. 1) where they have conglomerates and gritstones in the base and over them are marly and clay deposits which support the Groși crystalline Unit which overthrust from SSE.

East of this tributary, the Upper Cretaceous goes on to the Strîmtori Brook, near Bîrzava (Fig. 1), like a strip being situated under the Groși Unit and rests on the same basement constituted by the Păiușeni Series. In this zone, it is composed of conglomerates coarse in base, on which are fossiliferous reddish-yellow gritstones. So, we met the Neocretaceous deposits at the bend of the Aranieș Brook in the Călăci Valley and its right tributary, in the Crasnița Valley and its two tributaries, as well as on the peaks between these valleys. East of the Strîmtori Brook, the whole structure is sectioned and shifted by a fault oriented almost N-S, which we call Nadaș-Laleșinț fault (Fig. 1). This fault extend from somewhere west of Nadaș to SEE, its continuation being represented by the fault west of Laleșinț which is known even from the geologic map, scale 1 : 200 000, Arad sheet (1965).

2. Groși Unit develops south of the plane or Conop-Bîrzava overthrust line up to the Mureș Valley, respectively Halta Nadaș (Fig. 1). The crystalline formations which constitute this unit which thrust over the Highiș-Drocea Unit were attributed to the Mădrizești Series (Savu, 1958). The absence of crystalline limestones, granitoid intrusions associated arteritic migmatites and other aspects which characterize the Mădrizești Series, show that these two series are not identical. That is why we prefer to include the crystalline schists from the Groși Unit in the Halta Nadaș Series, for the moment. This series is widely metamorphosed than the Păiușeni Series, although sometimes we seem to find ourselves in front of a facies widely metamorphosed of this series. Its metamorphic grade is situated at the level of the albite and epidote amphibolite facies, respectively in the biotite isograde (Winkler, 1974). It is weakly diaphthorized and is constituted of micaceous schists bearing chlorite $\pm$ biotite, carbonatic schists, feldspatic quartzites bearing muscovite $\pm$ biotite and actinolite and albite amphibolites ; we mentioned only the most important types of rocks (Savu, 1958).

This unit is tectonized and crossed by numerous faults and lamination zones, pointed out by the variable position of crystalline

Institutul Geologic al României

schists foliation. Along the overthrusting plane, the rocks are strongly milonitized and laminated, these aspects always marking its approaching in the field.

Micaceous schists consist of quartz, muscovite and chlorite which is formed on account of a biotite, this mineral sometimes occurring as a relic in chlorite lamellae. In the rock structure are also recorded the effects of the movement which caused the retromorphism through a S_2 foliation plane different from S_1. Besides these minerals occur calcite too in carbonatic schists. Biotite feldspatic quartzites are grey rocks of a granolepidoblastic texture. They are mainly constituted of rolling extinction quartz, plagioclase granoblasts (An 8-10) and seldom they contain biotite and muscovite lamellae. The amphibolitic schists which are green rocks contain amphibole and plagioclase crystalloblasts. Their texture is granonematoblastic or porphyroblastic and the structure is schistous. These rocks are constituted of albitic plagioclase, actinolitic amphibole and epidote and/or zoisite; to these minerals add a little quartz, apatite, titanite and iron oxides.

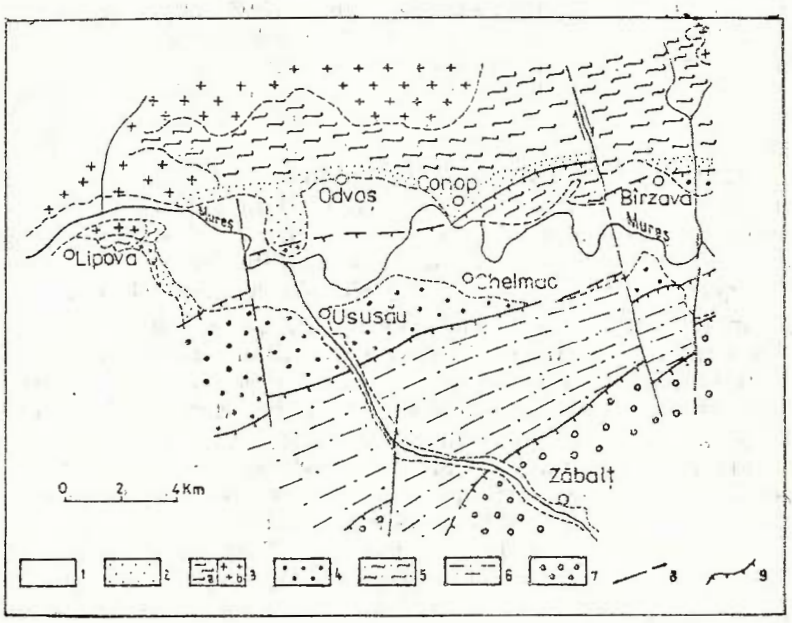


Fig. 2 — Structural units on NW border of the Mureș Zone.
1, alluvia; Highiș-Drocea Unit constituted of Păiușeni Series (3 a) bearing granitoid and alkaline intrusions (3 b) and its Neocretaceous cover (2); Groși Unit is constituted of a basement of crystalline schists (5) and Albian sedimentary deposits (4); Criș Unit is constituted of flysch deposits (J_2-Cr_1) bearing an ophiolitic basement (6); Căpîlnaș-Techereu Unit is constituted of oceanic crust (7); 8, fault; 9, overthrust plane.

Institutul Geologic al României

According to its tectonic and petrographic aspects, it is obvious that the Halta Nadaș Series was taken out from the depth from a possible Precambrian infrastructure of the Păiușeni Series and overthrust to NNW on the Neocretaceous sedimentary deposits.

On account of the above observations, we can complete the tectonic image of the Bîrzava-Lipova region according to Figure 2. The drawing shows that those four tectonic units [4] which are known in the Drocea Mts on NW border of the Mureș zone continue to WSW up to the west of Bîrzava, where they are interrupted and shifted by the Nadaș-Laleșint fault, then they follow the same direction up to the south of Lipova, where they are invaded by the Neogene sedimentary deposits. Later, numerous transversal faults shift the contacts between these tectonic units.

Origin of the Groși Unit and of Structural Ensemble in the Region

Groși tectonic unit as well as the whole alpine structure of Highiș-Drocea Mts was formed during the Mesozoic subduction process which took place on the north-western border of the Mureș Zone (Savu, 1983). Owing to actual knowledge, today the Mureș Zone where took place Alpine bilateral subduction processes, occurs as a giant scar in the crust (ophiolitic suture), which was formed after the Mureș Ocean closure, an axial zone of the Carpathian domain along which the Apuseni Mts Plate is in collision with the Transylvánian Plate. In relation with the Mureș Zone, the Alpine tectonic units in the Carpathians and Apuseni Mts underthrust in a centripetal sense and thrust in a centrifugal sense having vergences to NW towards the Pannonian Plate and to SE towards those outer plates represented by the Euroasian Plate and the Moesian Plate (Fig. 3) as into a giant orogen with a bilateral discharge.

Highiș-Drocea Mts crystalline which belongs to the Apuseni Mts Plate is placed on the NW flank of this megastructure where vergences are oriented to NW because, as we have already shown (Fig. 2), the tectonic units succeed each other — overthrusting — from SE to NW, therefore from the Mureș Zone under which underthrusts the first unit towards the Pannonian Plate. As we have already underlined (Savu, 1983) on NW border of the Mureș Zone, starting with the end of the Middle Jurassic, acted a convection cell having a SSE rotation sense and so the Apuseni Mts Plate with its broken oceanic crust was subducted in this sense under the Mureș Plate which is formed from oceanic crust (Fig. 4). This is an idea accepted also by Lupu (1983) but in a proper thought. When the subducted oceanic crust was wholly consummed the Sialic part of the Apuseni Mts Plate came into contact with the Mureș Oceanic Plate. Because of the tectonic effort along the Benioff Plane, the Mureș megaslab begins to detach and the flysch and island arc formations with their ophiolitic and/or Sialic basement become to fold, to be faulted and sometimes to get a scale structure (Savu, 1983, Fig. 1 c). This fact took place almost when the Neokimmerian movements acted. Now was drawn the first tectonics of the Mureș Zone NW trough.

Institutul Geologic al României

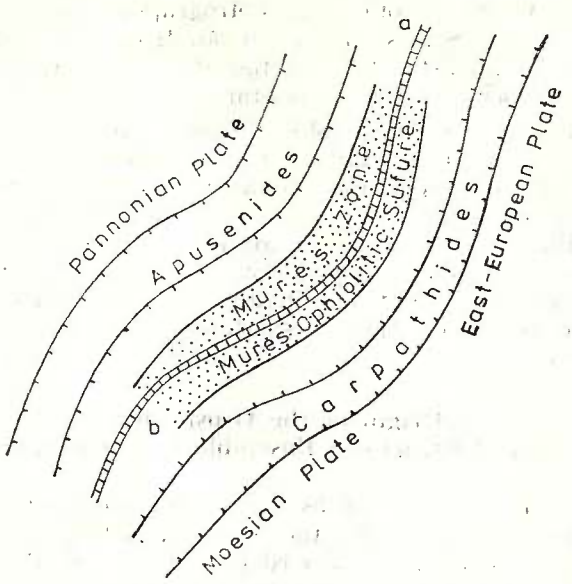


Fig. 3 — A hypothetical model regarding the relations between the tectonic units from Apuseni Mts, Carpathians and Mureș Zone.
a, suture; b, Mureș megaslab.

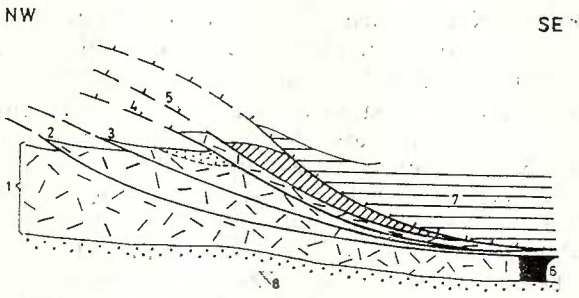


Fig. 4 — Geotectonical model for the tectonic units formation on NW border of the Mureș Zone when the Apuseni Mts Plate and the Mureș Plate came into contact. 1, Apuseni Mts Plate divided in several tectonic units; 2, Moma and Finiș units; 3, Highiș-Drocea Unit bearing a Neocretaceous sedimentary cover; 4, Grosi Unit bearing a Sialic basement and Albian sedimentary deposits; 5, Criș Unit bearing an ophiolitic basement (oceanic crust) and flysch deposits (J_2-Cr_1); 6, subducted oceanic crust; 7, Mureș Plate (Mureș megaslab) = oceanic crust during the obduction process = basement of the Căpîlnaș-Techereu Unit; 8, mantle.

Institutul Geologic al României

At the end of the Upper Cretaceous, the convection cell activity begins a new cycle. Now for the subduction are trained the mantle and the lower part of the Sialic crust (Burchfiel, 1980), while the upper part of the Sialic crust is faulted and laminated out of which form the scales or slices (nappes), which are to be pushed toward NW by the Mureș Plate which was obducted and then thrust from SE to NW; so results the actual bilateral obducted Mureș megaslab (Fig. 4). It is forming now the basement of what was called by Lupu (1975), in a different tectonic idea, the Căpîlnaș-Techereu Nappe and of other tectonic units. This period corresponds with the stage of sub-Hercynian and Laramian movements. So formed the tectonic units in the imbricate structure of the Apuseni Mts and the collision of the Transylvanian and Apuseni Mts plates underthrust below the Mureș megaslab which is floating over the suture line (Fig. 4).

Conclusions

In the Highiș Mts we distinguish two major tectonic units : Highiș-Drocea Unit and Groși Unit.

Highiș-Drocea Unit is composed of a metamorphosed Paleozoic basement (Păiușeni Series) and a Neocretaceous sedimentary cover.

Groși Unit which thrusts over previous unit is constituted of the Halta Nadaș Series which is weakly diaphthorized and tectonized.

Owing to the data in this paper, we can establish the tectonic image of the Bîrzava-Lipova region (Fig. 2).

The origin of these tectonic units are the alpine subduction and underthrust processes, which took place on the NW border of the Mureș Zone.

[3] We remind here that the real name of the village which gave the unit name is Groșii Noi.

[4] Concerning the history of the investigations on the four tectonic units from NW of the Mureș Zone, we remind here that the last three units (Fig. 2) have been pointed out by Papiu (1953, 1959) in the Drocea Mts without naming them. Lupu (1975) described two units : Drocea-Criș Unit and Căpîlnaș-Techereu Unit. In Ianovici et al. (1976) he presented them also in this order. The actual four tectonic units (Fig. 2) have been clarified and named by Savu et al. (1979) for the last unit being preserved the name given by Lupu in 1975. We mention that the Căpîlnaș-Techereu Unit crops out to WSW of Căpîlnaș along 30 km up to the Pătîrș meridian. The stratigraphy of these units was recently discussed by Lupu (1983).

REFERENCES

Balintoni I. (1986) Aspecte petrografice și tectonice în masivul cristalin Highiș-Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983 ; 1984), p. 5-22, București.

Institutul Geologic al României

Burchfiel B. C. (1980) Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, 63, p. 31-61.

Giușcă D. (1962) Observații asupra șisturilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highiș. *St. cerc. geol.*, VII, 2, p. 319-327, București.

— (1979) Masivul cristalin al Highișului. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 24, p. 15-44, București.

Loczy L. (1889) Bericht über die geologischen Detailaufnahmen im Arader Comitate im Sommer des Jahres 1887. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1887*, p. 101-113, Budapest.

Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R., 631 p., București.

Lupu M. (1975) Einige Bemerkungen zur Tektonik des südlichen Apuseni Gebirges (Siebenbürgisches Erzgebirge). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 19, p. 95-104, București.

— (1983) The Mesozoic history of the South Apuseni Mountains. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 115-124, București.

— (1984) Problems of the European continental margin in the Transylvanian-Pannonian area. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXLV, p. 323-332, București.

Papiu V. C. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. științ. Acad. R.P.R.*, V, p. 107-213, București.

— (1959) Recherches géologiques dans le Massif de Drocea. *Ann. Com. Géol.*, XXVI-XXVIII (résumés), p. 317-346, București.

— Ghenea C., Manea A. (1965) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 200 000, foaia Arad, Inst. Geol., București.

Pearce J. A. (1979) Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. International Ophiolite Symposium, Geol. Surv. Dep. Nicosia, Cyprus.

Savu H. (1958) Report, archives of the Inst. Geol. Geophys., București.

— (1962) Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956-1957), p. 11-36, București.

— (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Mem. Com. Geol.* VIII, 148 p., București.

Savu H. (1983) Geotectonic and magmatic evolution of the Mureș Zone (Apuseni Mountains) — Romania. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 253-262, București.

— Tiepac I. (1982) Noi date asupra geochimiei și genezei masivului de roci bazice metamorfozate și alcaline de la Bîrzava (Munții Drocea). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI (1979), p. 207-224, București.

Winkler H. G. F. (1974) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer — Verlag, 3rd edit., Berlin

* * * Harta geologică a R.P.R., scara 1 : 500 000, foaia 1b (1958), edit. Inst. Geol., București.

* * * Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 1 000 000, edit. I (1966) Inst. Geol., ed. II (1978), IGG, București.

Institutul Geologic al României

ASUPRA PREZENȚEI UNITĂȚII DE GROȘI ÎN MUNȚII HIGHIȘ ȘI ORIGINEA SA

(Rezumat)

Tectonica părții de sud a munților Highiș este determinată de două unități tectonice majore : unitatea de Highiș-Drocea și unitatea de Groși (Groșii Noi) [3] (fig. 1).

1. Unitatea de Highiș-Drocea este alcătuită dintr-un fundament paleozoic constituit din seria de Păiușeni și o cuvertură sedimentară neocretacică. Seria de Păiușeni este formată din filite, cuarțite, metaconglomerate și metadiabaze. Aceste roci caracteristice indică un metamorfism regional în condițiile izogradului cloritului.

2. Unitatea de Groși, care a fost pusă în evidență cu această ocazie, încalecă peste unitatea anterioară, deplasîndu-se de la SSE spre NNV. Ea este formată din seria precambriană (?) de Halta Nadaș, care este slab diaftorizată și tectonizată. Această serie comportă șisturi muscovit-biotitice, uneori carbonatice, cuarțite feldspatice cu muscovit ± biotit și șisturi amfibolice cu epidot și albit, metamorfozate în condițiile izogradului biotitului. Mișcarea care a determinat diaftoreza a condus la formarea în șisturile cristaline a unei foliații S_2. De-a lungul planului de încălecare, șisturile cristaline ale unității de Groși sînt intens milonitizate și laminate, aspecte care indică totdeauna apropierea contactului tectonic cu depozitele neocretacice din cuvertura unității de Highiș-Drocea.

Pe baza datelor prezentate se stabilește imaginea tectonică a regiunii Bîrzava-Lipova (fig. 2) în care se extind cele patru unități de pe marginea nord-vestică a zonei Mureș, cunoscute la est în munții Drocea. Aceste unități sînt tăiate și decroșate de numeroase falii transversale mai tîrzii, cum este și falia Nadaș-Laleșinț.

Unitatea de Groși și întreaga structură alpină a munților Highiș-Drocea s-au format în legătură cu procesele de subducție mezozoice de pe marginea de nord-vest a zonei Mureș. Această zonă, în care s-au manifestat procese de subducție bilaterală alpine, ne apare astăzi ca o uriașă cicatrice în scoarță (sutură ofiolitică), formată în urma închiderii Oceanului Mureș, o zonă axială a domeniului carpatic, față de care unitățile tectonice alpine din Carpați și Munții Apuseni se subșariază în sens centripet și se șariază în sens centrifug, ele avînd vergențe spre NV, spre placa pannonică și spre SE, respectiv spre cele două vechi scuturi reprezentate prin continentul est-european și placa moesică (fig. 3), ca într-un uriaș orogen cu deversare bilaterală.

Cristalinul din munții Highiș-Drocea (placa Munților Apuseni) se află pe flancul nord-vestic al acestei megastructuri, unde vergențele sînt orientate spre nord-vest, deoarece unitățile tectonice se succed, încălecînd una peste alta, de la sud-est spre nord-vest, deci de la zona Mureș sub care se subduce (subșariază) prima unitate, spre bazinul pannonic (fig. 2). Pe marginea nord-vestică a zonei Mureș, începînd de la sfîrșitul Jurasicului mediu a acționat o celulă tectonică cu sensul de rotație spre SSE (Savu, 1983), datorită căreia placa Munților Apuseni cu crusta oceanică ruptă se subduce în acest sens, sub placa Mureșului formată

Institutul Geologic al României

din crustă oceanică (fig. 4). În momentul în care crusta oceanică subdusă este consumată, partea sialică a plăcii Munților Apuseni vine în contact cu placa oceanică a Mureșului ; datorită solicitărilor tectonice de-a lungul planului Benioff, formațiunile de fliș cu soclul lor ofiolitic sau/și sialic încep să se cuteze, să fie faliate și să capete uneori aspect de solzi. Acest moment coincide aproximativ cu mișcările neokimmerice, cînd se schițează o primă tectonică a fosei nord-vestice a zonei Mureș.

La sfîrșitul Cretacicului superior activitatea celulei tectonice este reluată într-un nou ciclu. Acum sînt antrenate în procesul de subducție mantaua și partea inferioară a crustei sialice, în timp ce partea superioară a crustei sialice este forfecată și laminată, din ea formîndu-se solzi sau pînze, ce vor fi împinse (șariate) spre NV de placa Mureșului care se obduce (șariază) de la SE spre NV (fig. 4). Această perioadă de timp corespunde cu etapa mișcărilor subhercinice și laramice. Se formează astfel unitățile tectonice din structura imbricată a Munților Apuseni.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 237—257

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND TECTONICS OF THE OPHIOLITES FROM THE OCEANIC PALEORIDGE OF THE MUREȘ ZONE BETWEEN PÎRNEȘTI, TROAȘ AND VALEA ZELDIȘ (DROCEA MOUNTAINS) [1]

BY

HARALAMBIE SAVU [2], CONSTANȚA UDRESCU [2], MARIA LEMNE [2], VASILICA NEACȘU [2]

Ophiolites. Oceanic Paleoridge. Tholeiitic magma. Sheeted dykes. Ocean floors. Chemical analysis. Magmatic differentiation. Apuseni Mountains — South Apuseni — Drocea Mountains.

Abstract

The oceanic paleoridge from the Mureș Zone (Southern Apuseni Mountains) is represented by a sheeted dyke complex (O_2) that contacts an ocean floor basalt complex (O_1). An important gravimetric anomaly corresponds to its occurrence area. The two ophiolitic complexes are also found in the basement of the Căpîlnaș-Techereu Nappe and the Baia Scale which represents fragments from the Mureș ophiolitic megaslab (initial nappe — 180 m.y.). The ophiolitic rocks making up the paleoridge which is eroded at present are ocean floor tholeiites. The character of rocks formed in an oceanic ridge of the ophiolites in this region is supported not only by the fact that they are the components of a sheeted dyke complex formed through spreading processes, but also by their petrographic, chemical and geochemical peculiarities.

Résumé

Pétrologie, géochimie et tectonique des ophiolites du paléoridge océanique de la zone Mureș entre Pîrnești, Troaș et Valea Zeldiș (Monts Drocea). Le paléoridge océanique de la zone Mureș (monts Apuseni du sud) est représenté par un

[1] Received on April 29, 1986, accepted for communication and publication on May 8, 1986, presented at the meeting of May 16, 1986.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.

[3] Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș nr. 1, București 32.

Institutul Geologic al României

complexe de sheeted dykes (O_2) qui vient en contact avec un complexe de basaltes de fond océanique (O_1). A son aire d'apparition correspond une anomalie gravimétrique importante. Les deux complexes ophiolitiques se retrouvent dans le socle de la nappe de Căpîlnaș-Techereu et l'écaille de Baia qui représente des fragments du megaslab (la nappe initiale) ophiolitique du Mureș (180 m.a.). Les roches ophiolitiques qui forment le paléoridge à présent érodé sont des tholéiites de fond océanique. Les caractéristiques des ophiolites de cette aire de roches formées d'un ridge océanique résultent non seulement du fait qu'elles sont les composants d'un complexe de sheeted dykes formé par des processus de spreading, mais aussi de leur particularités pétrographiques, chimiques et géochimiques.

Introduction

The mid-oceanic ridges are to be found within the oceanic crusts along the spreading axes of rifts. Their structure is marked by several tectono-magmatic elements which are preserved also in the slabs obducted on the continents, while the ophiolitic rocks making them up show specific petrographical, chemical and geochemical characteristics. The vestiges of such a mid-oceanic ridge occur also in the basement of the Căpîlnaș-Techereu Nappe, a fragment from the ophiolitic megaslab of the Mureș Zone — the sheet or initial ophiolitic nappe of the Mureș Zone [4], the obduction of which took place, according to Bogdanov's model (1984) for intercontinental orogenes, although it semes to be disrupted from the substratum as in the Pacific type, the two convergent plates being collided, and the remnants of the Mureș megaslab actually floating over the suture line (Savu et al., 1987). This is proved by the fact that its internal structure consists of elements which are diagonally disposed with respect to the Mureș Zone elongation and its suture. These elements have been pointed out in the western part of the Mureș Zone, where a sheeted dyke complex has been described (Savu, 1983 ; 1984 a ; 1985).

We mention that the region was previously investigated by Loczy (1912), Socolescu (1944) and Papiu (1953). In the present paper we put forward the results of our investigations (Savu et al., 1984 b) in the various aspects of the northwestern part of the Mureș Zone paleoridge (Pl. I).

Tectonics of the Paleoridge and the Ophiolitic Rocks from Which It Is Constituted

The region investigated consists of three tectonic units from the north-western part of the Mureș Zone : the Criș Unit, the Baia Scale and the Căpîlnaș-Techereu Unit (Papiu, 1953 ; Lupu, 1975 ; Savu et al., 1979 ; 1986) which were successively emplaced from the southeast towards the northwest (Pl. I) and the basement of which consists of ophiolite masses disrupted from the initial Mureș Nappe. In the north-

Institutul Geologic al României

eastern extremity of the region these tectonic units are overlain by Neogene volcanics.

In the Criș Unit the ophiolitic basement is overlain by a horizon of deep sea sediments including radiolarites and the J_3-Cr_1 flysch, formations hosting the products of a bimodal island arc volcanism (Savu et al., 1986) extending along the Mureș Zone (Savu, 1983) [5]. The latter volcanism is an equivalent of the post-ophiolitic one from the Vardar Zone (Rocci et al., 1980), pointing to the striking similarity between the two zones also in this respect.

The Baia Scale and the basement of the Căpîlnaș-Techereu Unit, which are dealt with in this paper, consist of ophiolitic rocks. In the southwestern extremity of the region they are crossed by several dykes, veins and small bodies of Late Kimmerian acid and alkalic rocks (Savu, 1962 a ; 1962 b) belonging to the southeastern island arc.

The ophiolitic sequence from the two tectonic units formed in the Mureș Ocean paleoridge. It includes the two complexes separated by Savu (1983) in the ophiolitic megaslab of the Mureș Zone ; the sheeted dyke complex (O_2) and the ocean floor basalt complex (O_1).

a) The sheeted dyke complex (O_2) — the hypabyssal diabase zone (Savu, 1962 a ; 1962 b) — represents the axial zone of the paleoridge, developing in the northeastern-southwestern direction between Pîrnești and Valea Zeldiș and ranging between 2-6 km in thickness. The southeastern contact with the upper ocean floor basalt complex (O_1) is normal, but in the northwestern part this complex contacts the Baia Scale through an overthrust plane, so that we cannot estimate the real width of the ridge, so much the less as southwestwards the present, although incomplete, thickness of the sheeted dyke complex is of 10 km (Savu, 1984 a ; 1985). The outcropping area of the complex coincides with an important gravimetric anomaly (J. Andrei, oral communication).

This complex consists of 100% parallel dykes of intergranular basalt, dolerites, orthospilites (albite dolerites) and rarely albite felsites reaching a thickness of 0.25-1 m, rarely 2-5 m in the case of dykes of gabbros, gabbrodolerites and granophyres which are more granular rocks (Fig. 1). By these characteristics the complex is almost identical with the sheeted dyke complexes described by Coleman (1977), Thayer (1977), Pallister (1981) etc. Between these dykes there occur even dykelets (Desmet et al., 1978 ; Rothery, 1983) reaching 0.5-5 cm in thickness, which consist of black aphanitic ferrobasalts or hyaloferrobasalts (Fig. 1) and differ from the neighbouring dolerite and basalt dykes (Savu, 1972 ; Pl. II, Fig. 1 ; 1985). Such dykelets are also described in some other complexes, such as those in Oman (Pallister, 1981) or Troodos-Cyprus (Desmet et al., 1978). Some dykes get radially altered.

The basalt and dolerite dykes show chill margins of devitrified hyalobasalts on the southeastern margin, rarely on both margins. The statistical measurements carried out by Kidd and Cann (1974) in Troodos and Pallister (1981) in Oman allowed them to establish, according to the one way chilling rule, the direction of the spreading. In the case of the sheeted dyke complex from the Mureș Zone, which is covered by soil and forests, our observations, especially in quarries, which are not statistical, lead us to assume that the spreading in the investigated

Institutul Geologic al României

region took place southeastwards in respect of the present position of the complex within the ophiolitic basement of the Căpîlnaș-Techereu Unit.

The internal tectonics of the sheeted dyke complex was influenced to some extent by the later tectonic movements, which locally modified

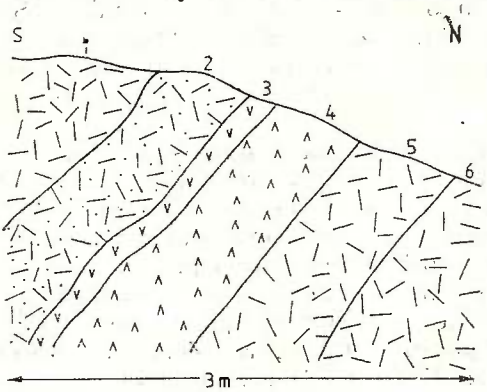


Fig. 1 — Section through the sheeted dykes on the Galșa Valley.
1, 5, 6, dolerites; 2, quartz dolerites; 3, hyaloferrobasalt; 4, intergranular basalt.

the position of the dykes, especially of those situated between the faults from the northwestern-southeastern system (Fig. 2). Thus, north of Pîrnești the direction of the sheeting (N 77°/72° S) is in accordance with the position of the dykes of Lupești (Fig. 2 a). Northeast of these faults that pass between Troaș and Pîrnești, the direction of the sheeting changes from N 80° E (Pîrnești) to N 20° E (Troaș), dipping by 40-80° northwestwards (Fig. 2 b). The N 20° E direction changes farther north of Troaș, so that on the Galșa Valley some dykes strike approximately NS, dipping by 50° westwards (Fig. 2 c).

b) The ocean floor basalt complex (O_1) occurs in two zones, situated at the sides of the lower complex area, representing different tectonic units (Pl. I): the Baia Scale and the Căpîlnaș-Techereu Nappe.

The Baia Scale (Savu et al., 1987) develops between the Criș Unit which it overthrusts and the sheeeted dyke complex of the Căpîlnaș-Techereu Unit by which it is overthrust. It was disrupted from the basement of the Căpîlnaș-Techereu Nappe and consists mainly of basalt, spilite and variolite flows in pillow lava facies (Pl. II, Figs. 1 and 2). The overturned position of the pillow lava separations (Fig. 3; Pl. III, Fig. 1) indicates that the basalts and their associated formations are in reverse flank in this scale, overturned northwestwards (Pl. II). The pillow lava separations show a hyalobasalt crust (Pl. III, Fig. 2). The latter rock makes up to a great extent also the chloritized matrix of the pillows, the rest of it consisting of altered tachylitic glass. Between the basalt flows there occur rarely dolerite and gabbro sills as well as basic pyroclastics of tachylitic character (Pl. IV, Figs. 1 and 2) and, which is more interesting, abyssal red-brownish argillites (Fig. 3) reaching 15-20 cm in thickness. The RX analysis (F. Popescu) indicates that these argillites consist of illite, plagioclase, hematite and a little quartz.

Institutul Geologic al României

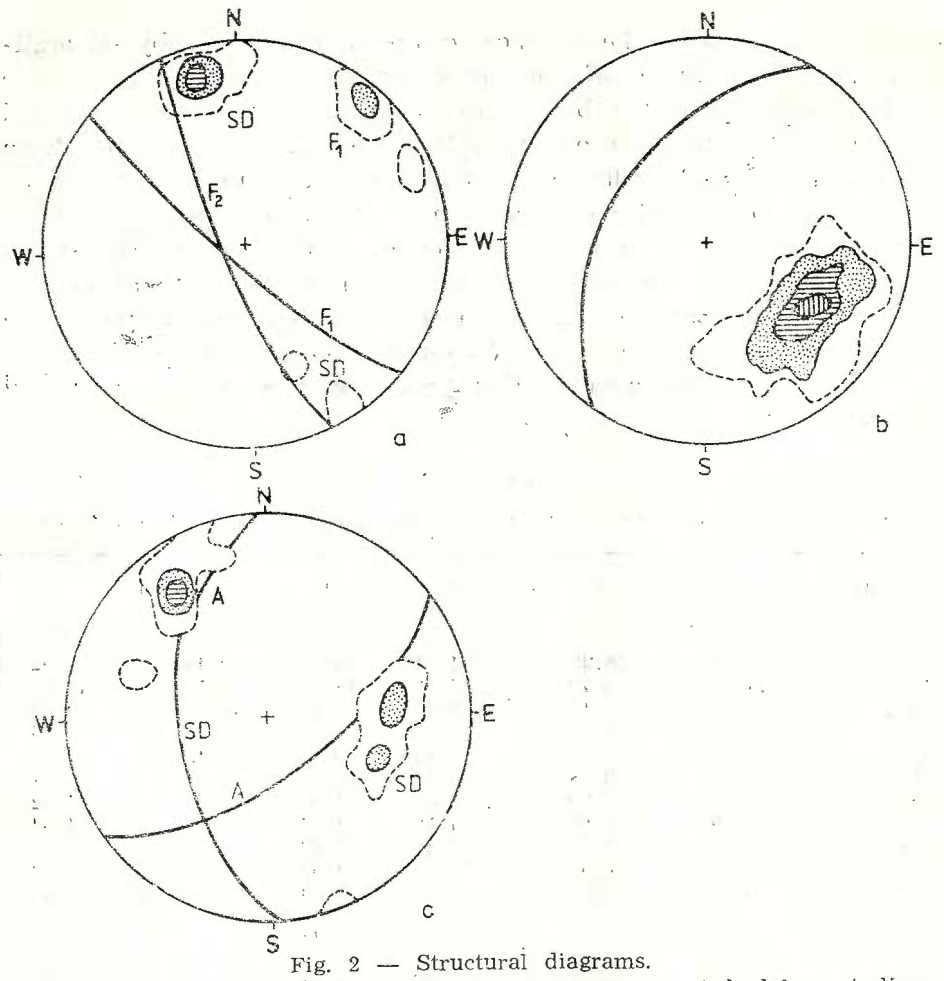


Fig. 2 — Structural diagrams.

a, diagram for the Stricoanei Valley (Pîrnești). SD, sheeted dykes : isolines : 0.5-3-5%; F_1 and F_2, faults — isolines : 0.5-2%; b, diagram for the Zimbru Valley (Troaș); 55 sheeted dyke poles — isolines : 0.5-3-6-8%. c, diagram for the Galșa and Pietroasa Valleys. SD, sheeted dykes — isolines; 0.5-1.5%; A, abyssal red argillites — isolines : 0.5-1.5%.

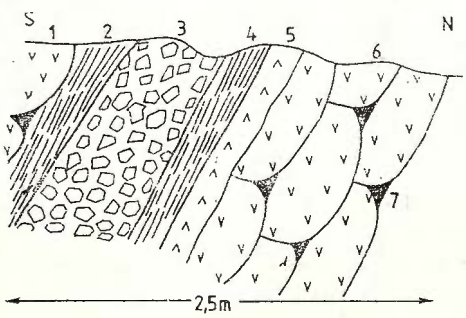


Fig. 3 — Basalt flows in inverse flank. Pietros Brook. 1 and 6, reversed pillowed basalt flows; 2 and 4, abyssal red argillites; 3, basaltic agglomerates; 5, variolites; 7, inter-pillow matrix.

Institutul Geologic al României

Table 1 presents the chemical composition of five abyssal argillites. The mean contents of these rocks are very close to those of the classical shales presented by Jacobs et al. (1959). As they formed simultaneously with the ocean floor basalt eruptions, they differ from the mentioned shales by higher Fe_2O_3 and TiO_2 contents — components included in the hematite colouring the rock — and by lower Al_2O_3 contents. Although generated at a greater depth than the limestones intercalated within the basaltic complex (O_1) in the southern part of the Mureș Zone (Savu et al., the present volume), they formed on a normally oxygenated ocean floor (Holland, 1983) situated northwest of the oceanic ridge. We mention that these argillites are not associated with radiolarites.

TABLE 1

Chemical composition of the abyssal red argillites from the ocean floor basalt complex (O_1)

Sample*	1	2	3	4	5	6
SiO_2	59.82	58.27	61.04	62.03	58.45	59.92
Al_2O_3	14.69	12.79	14.90	14.80	12.56	13.95
Fe_2O_3	7.58	11.10	9.29	6.35	10.37	8.94
FeO	1.26	0.57	1.15	1.22	1.58	1.16
MnO	0.05	0.95	0.14	0.17	0.43	0.35
MgO	2.79	3.38	2.35	2.00	2.01	2.51
CaO	0.98	1.89	1.08	1.42	1.21	1.32
Na_2O	0.89	1.98	1.53	1.38	0.92	1.34
K_2O	4.68	1.17	4.42	3.63	3.99	3.58
TiO_2	0.76	0.58	0.72	1.62	2.04	1.14
P_2O_5	0.08	0.07	0.09	0.14	0.35	0.15
CO_2	—	—	—	—	—	—
S	0.17	0.19	0.13	0.18		0.17
Fe (S)	0.15	0.16	0.11	0.15		0.14
H_2O^+	5.57	6.58	3.76	5.38	6.01	5.46
Total	99.47	99.68	100.71	99.47	99.92	99.85
Ni (ppm)	80	135	93	480		197.00
Co	15	27	23	175		60.00
Cr	93	120	80	78		92.75
V	225	145	175	260		201.25
Sc	13	13.5	15	14.5		14.00
Y	23	37	32	45		34.25
Yb	2.2	2.5	1.9	2.8		2.35
La	43	67	37	80		56.75
Zr	150	165	165	170		162.50
Nb	10	10	10	10		10.00
Ba	300	380	290	270		310.00
Sr	40	62	100	130		83.00
Pb	37	42	39	11		32.25
Cu	150	130	120	380		195.00
Ga	18.5	21	17	15		17.88
Sn	3.5	4	4	4.5		4.00

* Samples 1 and 2 : Pietros Brook-Troaș ; sample 3 ; Pietroasă Valley-Troaș ; sample 4 : Galșa Valley-Troaș ; sample 5 : Criș Brook Lupești-(Papiu, 1950) ; 6. mean of contents

Institutul Geologic al României

The other zone in which the basalt complex (O_1) develops, is situated in the basement of the Căpîlnaș-Techereu Unit, to the south and southeast of the sheeted dyke complex (Pl. I). Here, too, the basalts show a pillow lava facies and contain rarely dolerite sills and basaltic, often tachylitic, pyroclastics. In this respect the complex extends a great deal eastwards (Savu et al., 1970; Savu, 1983). It is worth noting that in this last zone it does no longer contain red abyssal argillite intercalations, but much further towards the southeast it comprises intercalations from the mentioned limestones (Savu et al., in the present volume). Close to the normal contact with the sheeted dyke complex, the basaltic complex (O_1) underlies the vestiges of a syncline (Pl. I) formed mainly of basic and acid pyroclastics equivalent to the bimodal island arc volcanics from the Criș Unit. They occur on the Gomile Valley, south of Troaș and west and northwest of Roșia Nouă. Their presence shows that the basalts in this as well as other regions underwent the Late Kimmerian and Austrian movements.

In order to establish the time and space position of the processes that led to the appearance and tectonic position of the ophiolites we dealt with in this paper, based on the above data as well as on the previously published ones (Lupu, 1983; Savu, 1983; 1987) we can state that the tectonics of the Mureș Zone is polyphasic, its tectonic units having formed successively from the southeast towards the northwest, a fact which is more evident in the case of the four tectonic units from its northwestern part: 1) the end of the Callovian — the beginning of the Mureș megaslab bilateral obduction and disruption, the formation of the J_3-Cr_1 flysch and of the post-ophiolitic island arc volcanism; 2) the end of the Neocomian — the Mureș megaslab breaking and the formation of the Baia Scale and of the Căpîlnaș-Techereu Unit which thrust over the J_3-Cr_1 flysch, followed by the Barremian-Aptian-Albian sedimentation; 3) Austrian movements — the Lalești Unit (the Criș Unit + the Baia Scale + the Căpîlnaș-Techereu Unit) thrust over the Barremian-Aptian-Albian flysch, followed by the sedimentation of the Upper Cretaceous; 4) Laramian movements — the Căpruța Unit (the Groși Unit + the Criș Unit + the Baia Scale + the Căpîlnaș-Techereu Unit) thrusts over the Highiș-Drocea Unit together with its Upper Cretaceous cover. Concerning the first mentioned tectonic processes it is worth noting that Bhargava (1980) points out tectonic impulses in the Himalaya Mountains during the Callovian, Upper Jurassic and Lower Cretaceous.

Geochemistry of Ophiolites

The ophiolitic rocks from the two complexes identified in the paleoridge zone can be classified in point of chemical composition into three groups (Savu et al., 1984 a) as follows: 1) undifferentiated (normal) basic rocks[6], 2) differentiated basic rocks and 3) differentiated acid-albitic rocks (Tables 2 and 3) derived from the parental tholeiitic magma. The oxide variation limits and averages from the three rock groups (Tab. 3) point out the differences among them.

Institutul Geologic al României

TABLE 2

Chemical composition of the ophiolitic rocks

Undifferentiated basic rocks

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Sample*	141	29	112	39	31	15	7	25	45	127	99	137	100	24	51	33
SiO_2	46.78	46.95	47.85	47.96	48.00	48.15	48.48	48.48	48.72	49.75	49.76	49.88	50.10	50.28	50.47	50.47
Al_2O_3	13.89	15.41	13.95	13.35	13.80	13.94	15.47	14.95	14.20	13.71	13.64	13.74	13.41	14.10	13.14	13.34
Fe_2O_3	4.17	5.65	4.42	2.57	4.70	2.43	3.99	4.53	2.62	4.34	3.34	3.38	3.92	5.86	3.32	6.00
FeO	2.94	3.80	7.04	6.82	7.32	6.25	8.11	5.75	6.53	7.68	8.76	8.83	8.40	6.18	9.18	5.24
MnO	0.17	0.16	0.12	0.19	0.13	0.15	0.18	0.16	0.16	0.31	0.27	0.22	0.21	0.14	0.24	0.20
MgO	6.98	6.35	5.86	6.98	6.86	7.15	7.06	8.09	6.52	7.06	7.27	6.47	6.76	6.77	6.25	6.17
CaO	10.28	11.92	6.20	11.58	10.53	11.65	8.48	9.21	10.85	8.28	9.72	7.86	9.88	8.07	9.44	9.76
Na_2O	3.42	2.38	3.30	1.39	4.47	0.98	2.17	2.50	1.18	3.15	1.97	3.29	1.81	1.98	3.07	2.79
K_2O	1.18	0.36	0.58	0.58	0.23	0.29	0.39	0.11	0.48	0.38	0.15	0.36	0.17	0.17	0.30	0.28
TiO_2	1.56	1.78	2.18	1.75	1.90	1.34	1.97	1.95	1.60	1.96	2.02	1.93	1.86	1.88	2.16	2.28
P_2O_5	0.32	0.23	0.28	0.32	0.28	0.27	0.20	0.24	0.21	0.32	0.26	0.21	0.24	0.24	0.37	0.29
CO_2	4.09	2.27	3.11				0.10									
S	0.14	0.13	0.28	0.19	0.13	0.29	0.11	0.20	0.24	0.16	0.21	0.16	0.17	0.27	0.19	0.24
Fe(S)	0.16	0.11	0.24	0.16	0.11	0.25	0.09	0.17	0.21	0.14	0.18	0.14	0.15	0.23	0.16	0.20
H_2O^+	3.50	2.63	3.96	5.63	2.25	6.60	2.68	3.14	6.65	2.34	1.99	2.98	2.38	3.29	2.35	2.20
Total	99.54	100.11	99.46	99.47	100.71	99.74	99.48	99.49	100.16	99.59	99.54	99.45	99.46	99.46	100.61	99.46
FeO/MgO	0.98	1.42	1.94	1.33	1.70	1.22	1.67	1.23	1.40	1.66	1.65	1.86	1.79	1.73	1.98	1.76

Institutul Geologic al României

Table 2 (continued)

Undifferentiated basic roks							Differentiated basic rocks							Differentiated acid roks			
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
132	9	136	131	53	107	105	111	120	139	119	2	118	1	6	138	63	69
50.53	50.92	50.97	50.98	51.00	51.77	52.75	47.19	48.28	49.72	49.75	49.98	50.39	51.08	52.09	55.76	55.78	59.00
13.69	13.28	13.36	13.99	14.39	12.62	12.69	13.70	12.64	12.64	13.04	12.57	12.44	12.27	13.99	13.39	13.29	11.34
2.74	3.90	4.23	3.27	3.76	3.90	2.45	5.44	4.94	4.85	6.16	3.93	5.15	3.23	3.68	4.66	4.63	4.78
8.19	8.98	7.33	7.90	5.96	8.19	9.26	8.98	10.27	10.34	6.82	9.91	9.41	10.92	6.10	8.58	6.75	6.32
0.19	0.26	0.19	0.20	0.15	0.19	0.29	0.25	0.22	0.23	0.17	0.28	0.22	0.25	0.18	0.21	0.12	0.12
7.03	6.19	6.33	6.32	6.82	6.24	6.01	6.83	4.29	4.49	7.74	5.65	5.51	4.58	3.12	2.31	2.45	3.95
7.50	6.38	8.67	7.27	9.61	7.35	6.66	7.87	9.48	7.86	7.32	8.49	7.55	6.98	7.28	4.86	7.38	4.52
2.98	3.15	3.72	3.97	3.01	2.99	2.58	2.44	2.88	2.76	4.74	2.78	2.90	3.19	4.57	4.18	4.65	4.65
1.39	0.35	0.17	0.65	0.57	0.48	1.04	0.80	0.14	0.19	0.11	0.41	0.65	0.20	0.47	0.12	0.12	0.14
1.92	2.08	1.94	1.68	1.42	2.09	2.16	2.32	2.99	3.18	2.16	2.39	2.44	2.75	2.21	2.16	2.02	2.36
0.27	0.21	0.28	0.25	0.23	0.21	0.18	0.21	0.26	0.23	0.31	0.22	0.22	0.29	0.44	0.38	0.19	0.20
														3.32			
0.16	0.20	0.12	0.31	0.11	0.14	0.13	0.09	0.10	0.11	0.14	0.34	0.26	0.29	0.27	0.38	0.10	0.14
0.14	0.17	0.10	0.27	0.09	0.12	0.11	0.08	0.08	0.09	0.12	0.29	0.22	0.25	0.23	0.33	0.08	0.12
2.75	3.38	2.59	2.42	2.42	3.18	3.15	3.31	2.96	2.95	2.01	2.28	2.37	3.19	2.90	2.90	2.02	2.77
99.48	99.45	100.00	99.48	99.54	99.47	99.46	99.51	99.53	99.64	100.59	99.52	99.73	99.47	100.85	100.22	99.54	100.41
1.54	2.05	1.77	1.77	1.38	1.89	1.93	2.04	3.25	3.20	1.53	2.44	2.59	3.08	3.10	5.67	4.49	2.72

* The rocks represent: basalts = 2, Galșa Valley; 22, Troaș Valley; 4, Pietros Brook, 12,19, Runcșor Valley; 15, Tisa Valley; hyalobasalts = 8, Saturani Valley (chill margin); 16, Pietros Brook; variolites = 3, Troaș Valley; tachylites = 6, Galșa Valley; 9, Pietros Brook; spilites: = 1, 32, Runcșor Valley; 10, Brumii Valley; dolerites: 5, Pietroasă Valley: 7, Zeldiș Valley (Iacobini); 14, Saturani Valley; 18, 28, Galșa Valley; 23, Zimbru Valley; quartz-dolerites: 11, 13, Zimbru Valley; gabbro-dolerites: 17, 20, Brumii Valley; 21, Tisa Valley; ferrobasalts = 24, Troaș Valley; 26, Runcșor Valley; 30, Galșa Valley: ferrodolerites = 25, 29, Stricoanei Valley; ferrogabbro = 27, Stricoanei Valley; amygdaloidal basalts = 31, Zeldiș Valley (Iacobini); granophyres = 33, Friguros Brook; albitic felsites = 34, Gomilelor Valley. Samples 1, 2, 3, 4, 6, 9, 16 and 24 were collected from the ocean floor basalts (O_1).

Institutul Geologic al României

In the group of undifferentiated normal basic rocks the variation of the chemical components ranges within the limits of the normal composition of ocean floor basalts. Their mean values are close to those of the basalts from the Pacific Ocean, presented by Bryan et al. (1976) and range within the limits established for the tholeiitic ocean floor basalts from the Mureș Zone (Savu et al., 1984 a). Unlike the undif-

TABLE 3

Variation limits and means of oxides in the three rock groups

Oxides	Undifferentiated basic rocks		Differentiated basic rocks		Differentiated acid-albitic rocks	
	Limits	Mean	Limits	Mean	Limits	Mean
SiO_2	46.78—52.75	49.60	47.19—51.08	49.48	52.00—59.00	55.65
Al_2O_3	12.62—15.47	13.82	12.27—13.70	12.75	11.34—13.99	13.00
Fe_2O_3	2.43— 6.00	3.89	3.23— 6.16	4.81	3.68— 4.78	4.43
FeO	2.94— 9.18	7.15	6.82—10.92	9.52	6.10— 8.58	6.93
MnO	0.12— 0.31	0.19	0.17— 0.28	0.23	0.12— 0.21	0.15
MgO	5.86— 8.09	6.67	4.29— 7.74	5.58	2.31— 3.95	2.95
CaO	6.20—11.92	9.00	6.98— 9.48	7.93	4.52— 7.38	6.00
Na_2O	1.18— 4.47	2.71	2.44— 4.74	3.09	4.18— 4.65	4.51
K_2O	0.11— 1.39	0.46	0.11— 0.80	0.35	0.12— 0.47	0.21
TiO_2	1.34— 2.28	1.88	2.16— 3.18	2.60	2.02— 2.90	2.18
P_2O_5	0.20— 0.37	0.25	0.21— 0.31	0.24	0.19— 0.44	0.29
FeO/MgO	0.98— 2.05	1.63	1.53— 3.25	2.59	2.72— 5.67	3.99

ferentiated (normal) basic rocks, in the differentiated basic rock group, although the SiO_2 value is approximately the same, the Fe_2O_3 and especially the FeO values increase, giving rise to the ferrobasaltic (ferrogabbroic) magmas. In the third rock group an increase of the SiO_2 and Na_2O values as well as a decrease of the CaO and MgO values as against the undifferentiated (normal) basaltic rocks are noticed.

The rocks in Figure 4 (Irvine, Baragar, 1971) are plotted in the TH field. Although weaker, in this field one can notice the two differentiation trends of the parental tholeiitic magma (Savu et al., 1984 a): one leading to the iron enrichment of the residual magma (Fenner, 1929) which gives rise to the differentiated basic rocks (ferrobasalts, ferrogabbros), and the other leading to the generation of magmas rich in SiO_2, Na_2O and gases, from which granophyres, albitic felsites and granites as well as some spilites result. These two magma types are separated from each other by the immiscibility phenomenon (Ohnenstetter, Ohnenstetter, 1980; Savu et al., 1984 a).

On the diagrams in Figure 5 (Miyashiro, 1975) the undifferentiated (normal) basic rocks are distributed along the abyssal tholeiite line, pointing to the existence of ocean floor tholeiites. Some of the rocks in the SiO_2-FeO tot/MgO diagram are plotted also along the abyssal tholeiite line, while others are close to the Skaergaard rocks curve which also constitute a tholeiitic series. On all the diagrams the differentiated

Institutul Geologic al României

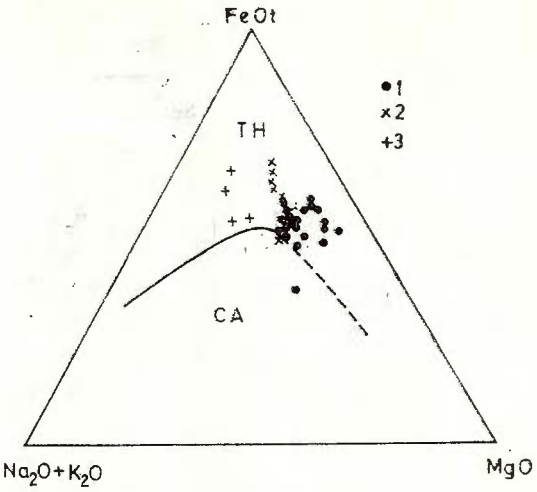


Fig. 4 — FeO tot-MgO-Na_2O $+K_2O$ diagram.

1, undifferentiated (normal) basic rocks; 2, differentiated basic rocks; 3, differentiated acid rocks.

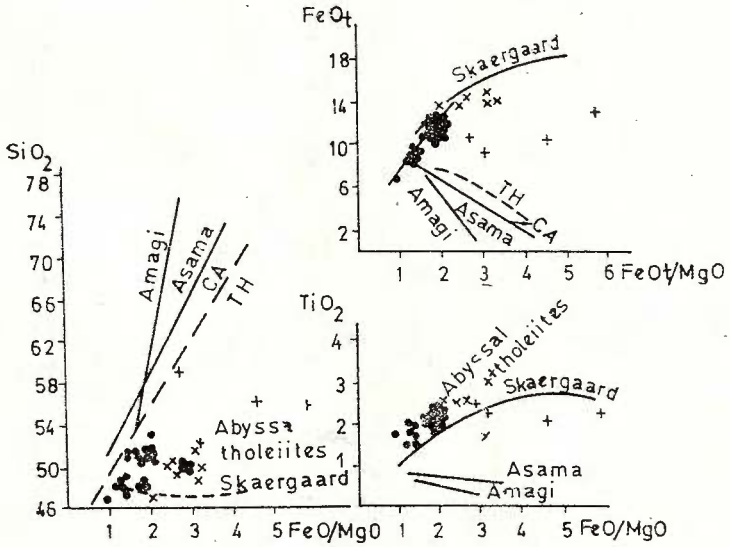


Fig. 5 — SiO_2, FeO tot, TiO_2-FeO tot/MgO diagrams. Legend from Figure 4.

basic rocks move a little off the undifferentiated (normal) rocks field due to the values of the FeO tot/MgO ratio which are greater than 2. The differentiated acid rocks, whose ratio ranges between 2.72 and 5.64, move more away from the undifferentiated (normal) rocks field. They remain, however, as shown also on the diagram in Figure 4, in the tholeiite field, thus indicating their origin from the parental tholeiitic magma.

Institutul Geologic al României

TABLE 4

Distribution of trace elements (ppm) within the ophiolitic rocks

No.	Sample no.	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Ba	Sr	Pb	Cu	Ga	Sn
Undifferentiated basic rocks															
1	141	160	46	340	220	30	25	3	95	90	550	3.5	75	13	<2
2	29	95	35	220	220	39	28	36	110	50	260	3.5	75	18	<2
3	112	42	38	70	310	37	65	7	200	46	120	50	1700	23	2.5
4	39	110	35	250	240	27	27	3.2	95	210	520	6	160	15	2.5
5	31	55	42	130	360	37	42	5.2	180	38	130	3.5	75	16	<2
6	15	90	32	310	260	29	20	2.7	90	105	550	<2	24	9.5	<2
7	7	43	36	110	440	38	40	4.8	170	46	190	<2	27	16	<2
8	25	28	19	40	410	38	38	4	135	23	140	<2	27	13	<2
9	45	95	30	240	185	25	22	3	100	55	500	3	66	13	2
10	127	53	46	110	370	36	44	4.5	140	65	270	9.5	115	19	6
11	99	55	38	170	310	30	42	5.5	145	16	160	6	52	18	2.5
12	137	150	65	800	380	55	25	2.2	42	50	105	5.5	50	11	2
13	100	50	42	115	360	36	50	5.5	170	37	140	4	75	13	<2
14	24	18	34	8	400	38	38	4.6	140	32	140	<2	18	22	<2
15	51	30	32	24	300	28	40	5.5	120	38	210	3	85	17	2
16	33	46	42	55	420	34	52	7	240	48	175	3	90	17	3
17	132	65	44	170	380	34	42	5	135	125	190	4	65	12	2
18	9	35	42	18	440	37	50	4.2	140	46	230	5	85	20	2
19	136	43	40	80	420	35	46	5.3	160	40	190	5	14	19	2
20	131	50	42	115	370	38	40	4.5	130	160	210	5	62	17	<2
21	53	58	40	200	380	35	38	5	125	55	270	6	15	18	2
22	107	40	42	53	380	38	55	6	230	40	210	2.5	62	18	3
23	105	34	40	50	400	36	60	6	220	280	190	3.5	50	21	4
Differentiated basic rocks															
24	111	48	53	65	520	48	62	7	220	65	240	4	115	30	3
25	120	22	36	8	420	31	62	8.5	290	24	55	4	32	28	3
26	139	26	38	18	600	37	60	7.2	310	34	120	<2	33	22	<2
27	119	38	40	70	520	42	65	7	260	14	110	3.5	22	27	3.5
28	2	44	55	55	650	42	68	7	280	48	200	4	75	20	2
29	118	38	50	36	600	46	62	7	310	90	190	<2	26	18	<2
30	1	36	44	43	460	36	80	9.5	320	30	200	6.5	90	20	3.5
Differentiated acid rocks															
31	6	8	22	2	330	33	65	8.5	400	42	170	5.5	6	18	<2
32	138	6	24	3	125	23	100	13	480	32	70	6.5	105	30	5.5
33	63	8	22	3	100	20	90	14.5	530	11	90	5	22	40	4
34	69	18	32	7	190	28	73	7.5	340	16	130	4.5	48	23	4

The trace elements (Tab. 4) determined by emission spectrography also characterize a tholeiitic series. The Cr and Ni contents decrease depending on the differentiation (Fig. 6), the difference between the highest values obtained in the undifferentiated (normal) basic rocks and the minimal values determined in the differentiated acid rocks being greater in the case of Cr than in the case of Ni. The V contents increase from the undifferentiated (normal) rocks towards the differentiated basic ones (ferrobasaltic magmas), decreasing afterwards in

Institutul Geologic al României

the acid differentiates (Fig. 6). The Co and Sc values vary within restricted values in the basic undifferentiated (normal) or differentiated rocks; they slightly decrease in the differentiated acid rocks.

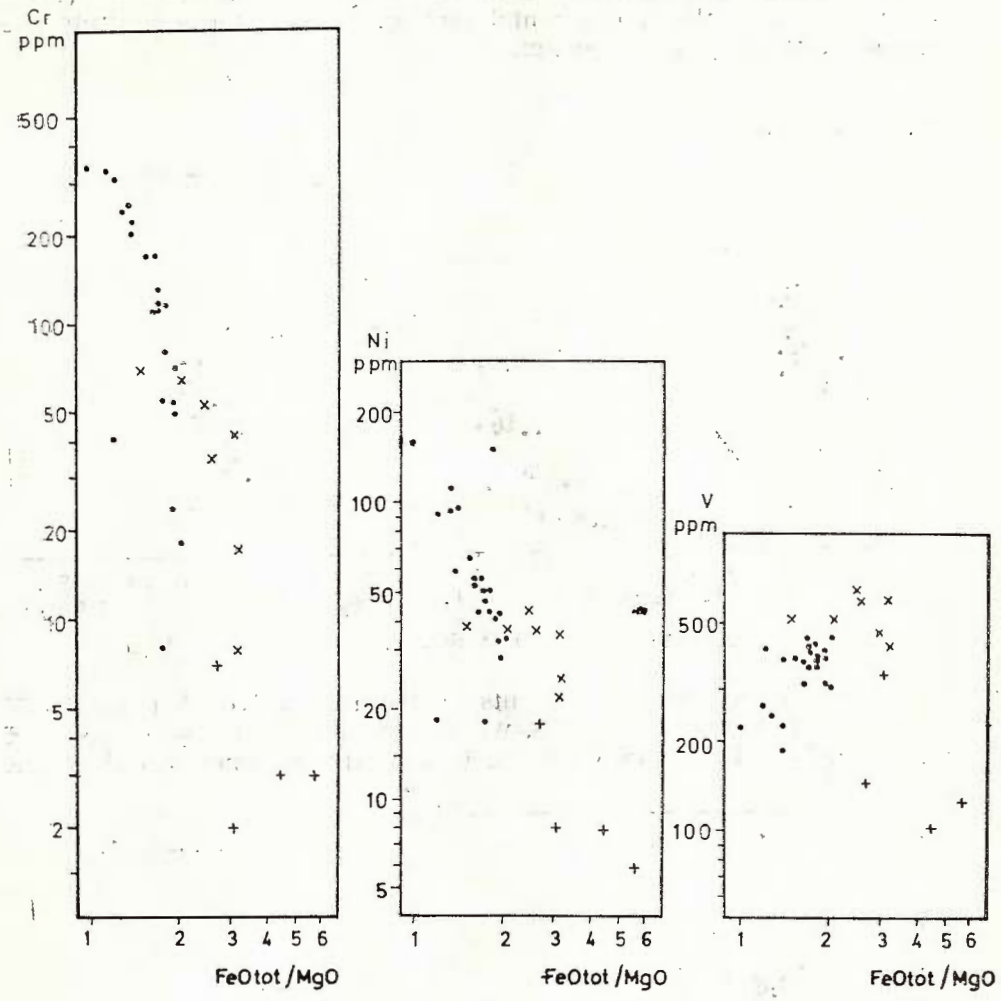


Fig. 6 — Cr, Ni, V-FeO tot/MgO diagram. Legend from Figure 4.

Zircon, Y and Yb show values continually increasing as the tholeiitic magma differentiates (Fig. 7). Barium shows values characteristic of the ocean floor tholeiitic rocks, namely lower than 100 ppm. On Figure 8 (Miyashiro, 1975) the undifferentiated (normal) rocks are plotted in the abyssal tholeiite field from the North Azores, while the differentiated ones (FeOtot/MgO>2) are plotted to the right of this field, but display similar Ba values. The Sr contents range between 105 and 270 ppm in the undifferentiated (normal) and differentiated basic rocks, except four slightly altered rocks. The differentiated acid rocks show

Institutul Geologic al României

a slight tendency of decrease in the Sr contents. The mean Sr value from the undifferentiated (normal) basic rocks, excluding the four above-mentioned ones, is of 186 ppm, which is close to that established by us in the neighbouring regions. On the diagram of Hart et al. (1970) this value shows that the parental tholeiitic magma formed within the mantle at the depth of 140 km.

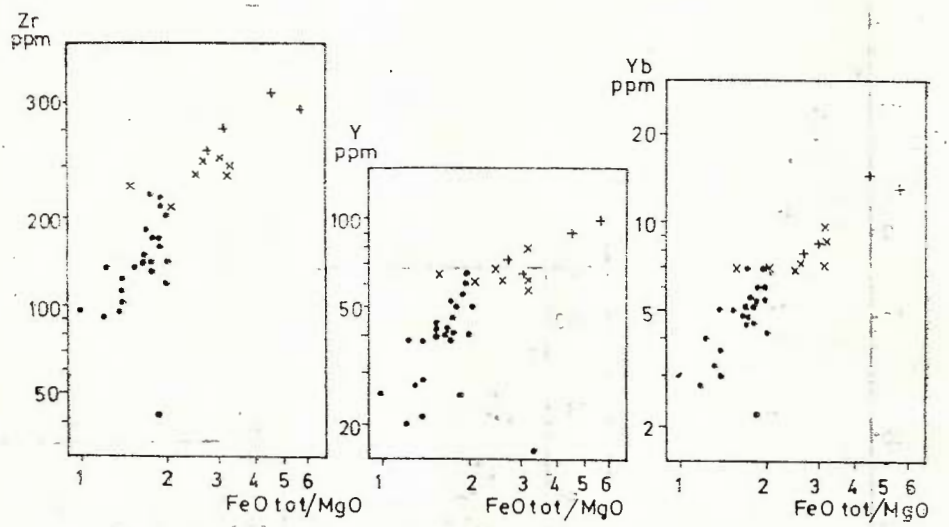


Fig. 7 — Zr, Y, Yb-FeO tot/MgO diagrams. Legend from Figure 4.

Table 5 presents the contents of the radioactive elements — U and Th — from the basic rocks, whose low values are characteristic of the ocean floor basalts (Savu et al., 1987, in this volume). The diagrams

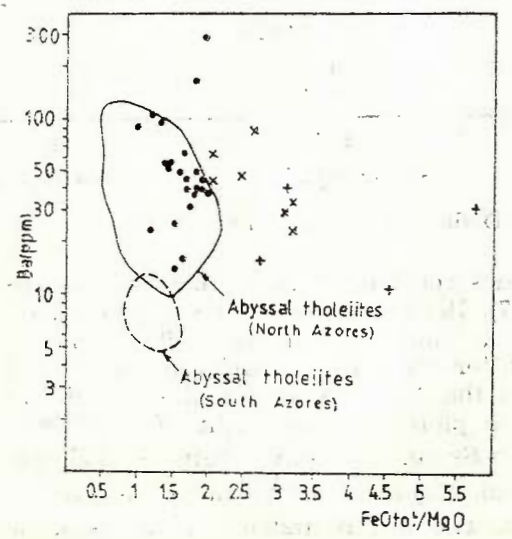


Fig. 8 — Ba-FeO tot/MgO diagram. Legend from Figure 4.

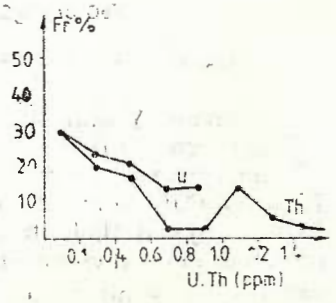


Fig. 9 — U and Th frequency diagram.

Institutul Geologic al României

TABLE 5

U and Th distribution (%) in the ophiolitic rocks

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	11	12	13	14	15	16	17
Sample no.	141	29	111	112	39	31	15	120	45	139	119	127	99	137	2
U (ppm)	0.5	0.0	0.2	0.5	0.2	0.3	0.0	0.5	0.7	0.3	0.1	0.6	0.1	0.8	0.2
Th(ppm)	1.6	1.3	1.0	0.2	0.5	0.3	0.2	0.0	0.5	1.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2

18	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	31	32	33	34
100	118	51	33	132	9	136	131	53	1	107	105	138	63	69
0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.8	0.9	0.2	0.0	0.9	0.2	0.2	0.2	0.7	0.5
0.0	1.0	0.3	0.8	0.9	0.5	0.0	0.0	0.5	0.5	0.7	0.1	1.3	0.2	1.4

from Figure 9 indicate that the highest frequency of the U and Th contents ranges between 0-02 ppm. However, Th shows also a few higher values, so that it is represented by a bimodal curve.

Origin of the Parental Tholeiitic Magma

We can infer from the above statements that a magmatic chamber (Macdonald, 1982) formed within the mantle below the spreading axis of the Mureș Ocean, in which the parental tholeiitic magma developed at the beginning of the Mesozoic, giving rise to the two tholeiitic rock complexes (Figs. 4 and 5) from the oceanic ridge which is eroded at present.

The diagrams from Figures 10 (Beccaluva et al., 1979) and 11 (Shervais, 1982) demonstrate without any doubt that this magma generated several ocean floor tholeiitic rocks. The former diagram also shows that the differentiation of the tholeiitic magma is accompanied by the increase of the Ti/Cr ratio function of which the Ni content decrease.

The diagram from Figure 12 (Serri, Saitta, 1980) shows also that this ophiolitic rock series resembles very much the rocks existing along the present median oceanic ridges as all the rocks — except for three samples from the acid differentiates — plot in the "High-Ti" field which is specific for such oceanic structures.

Some geologists supposed, while others still maintain (Lupu, 1983; Nicolae, 1985) that the two pre-Austrian, Mesozoic magmatitic series from the Mureș Zone (Metaliferi Mountains) previously established by us (Savu, 1962 a ; 1962 b) would represent island arc ophiolites. This statement cannot be supported for two fundamental reasons, namely : 1) the first Liassic series (180 m.a., Herz et al., 1974) is ophiolitic, but does not represent island arc volcanics, but an ocean floor tholeiitic series, as shown by the present as well as by several other papers ; 2) the second series (J_3-Cr_1) consists indeed of calc-alkaline island arc volcanics, but does not represent ophiolites (Savu, 1962 a ; 1962 b; 1980;

Institutul Geologic al României

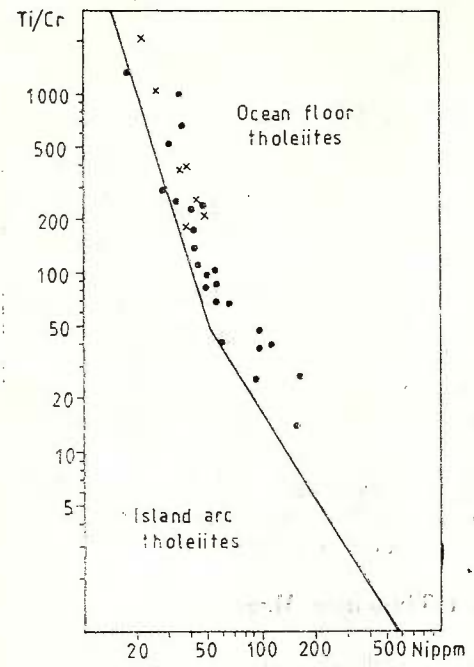


Fig. 10 — Ti/Cr-Ni diagram. Legend from Figure 4.

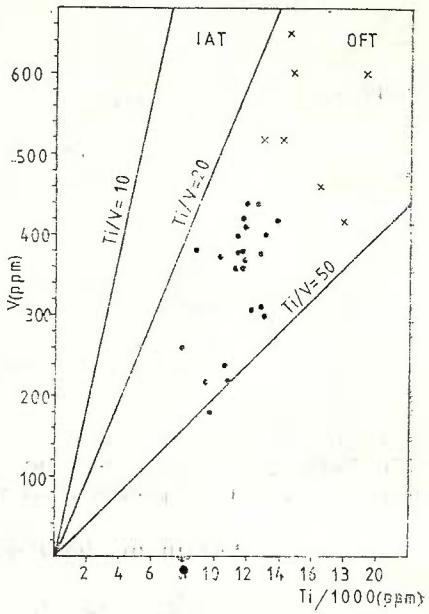


Fig. 11 — V-Ti/1000 diagram. OFT, ocean floor tholeiites; IAT, island arc tholeiites. Legend from Figure 4.

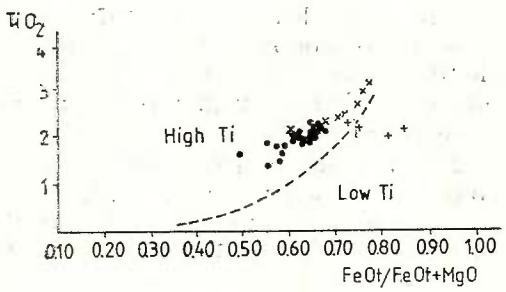


Fig. 12 — TiO_2-FeO tot/FeO tot+MgO diagram. Legend from Figure 4.

Savu et al., 1981), as it was generated by a post-ophiolitic volcanism, that started manifesting after the disruption of the Mureș ophiolitic megaslab from the oceanic crust, and it was obducted; moreover, in the Metaliferi Mountains s. str. these volcanics form the matrix of a mélange-olistostrome (Savu, 1984 b), while in the Trascău Mountains they form the volcano-sedimentary matrix of an olistostrome with Liassic ophiolitic rock olistoliths; or, by definition, not the olistostrome as such represents an ophiolite, but its basic and ultramafic olistoliths.

Institutul Geologic al României

Conclusions

The outcrop area of the sheeted dyke complex from the Mureș Zone, to which an important gravimetric anomaly corresponds, represents a part of the development area of the old Mureș Ocean ridge.

The basement of the Căpîlnaș-Techereu Nappe, in which this oceanic paleoridge is located, represents a fragment disrupted from the initial megaslab or nappe of the Mureș Zone.

The rocks constituting this paleoridge, eroded at present, are represented by ocean floor tholeiites.

The ophiolites in this region are rocks formed in a mid-oceanic ridge, as indicated by the fact that they are the components of a sheeted dyke complex formed through spreading processes as well as by their petrographic, chemical and geochemical peculiarities.

[4] The initial Mureș ophiolitic Nappe designates the olistoplate or megaslab of Liassic oceanic crust formed in the Mureș Ocean and bilaterally obducted during the bilateral subduction (Savu, 1983) in and over the Upper Jurassic-Neocomian, post-ophiolitic island arc volcanics. This initial ophiolitic nappe was resumed during the subsequent orogenic movements and separated into several fragments which at present form the ophiolitic basement of the Criș and Căpîlnaș-Techereu Units (described by Papiu, 1953 ; Lupu, 1975, 1983 ; Savu et al., 1979 ; Savu, 1987). One of these fragments constitutes the basement of the Trascău Mountains, from which the ophiolite olistoliths embedded in the flysch from the tectonic units in this region were disrupted. This evolution of the megaslab was due to the bilateral character of the subduction (obduction) which was responsible for its central position in the Mureș geosyncline, on the suture axis, where it was covered by the waters of the two marginal subduction foredeeps, by the island arc volcanics and by the Mesosoic sedimentary deposits and was consequently involved together with them in the orogenic movements subsequent to the obduction.

[5] As in the Mureș Zone the bilateral subduction was of the oceanic plate under the oceanic plate type, therefore intraoceanic (Savu, 1983), the two subduction foredeeps settled on this ocean floor and consequently a gradual but quite rapid transition from the deep sea sedimentation with abyssal red argilites and radiolarites (J_1-J_3) to reef limestones (J_3-Cr_1) and flysch deposits (Cr_1) took place, a peculiarity which is more evident in the northwestern foredeep (Drocea Mountains). An obvious unconformity appears between the basement ophiolites and the post-ophiolitic island arc volcanics (J_3-Cr_1) which start erupting concomitantly with the passage from the oceanic stage to that of eugeosynclinal foredeep. This aspect is more evident in the southeastern foredeep (Metaliferi Mountains), where the sediments are almost absent, while the island arc volcanics which contain a mélange in the base overlie directly the ophiolitic basement (Savu, 1984 b).

[6] In order to avoid misunderstandings we point out that by "undifferentiated (normal) basic rocks" we designate the rocks whose tholeiitic composition is similar or close to that of the classical tholeiitic basalt and which originated from the parental basaltic magma which was undifforantiated or slightly affected by the differentiation process (see Savu et al., 1978 a).

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. (1979) Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites. *Can. J. Earth Sci.*, 16, p. 1874-1882, Toronto.

Bhargava D. N. (1980) Pre-Tertiary orogenies in the Himalaya: A review of various evidences. *Geol. Rundschau*, 69, p. 811-823, Stuttgart.

Bogdanov N. A. (1984) Tectonic shift of ophiolites and accretionary prisms. *Geol. en Mijnb.*, 63, nr. 2, p. 197-200, Amsterdam.

Bryan W. B., Thomson G., Frey F. A., Dickey J. S. (1976) Inferred settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project. *J. Geophys. Res.*, 81, 23, p. 4285-4304, Washington.

Coleman R. G. (1977) Ophiolites. Ancient oceanic litosphere. Springer Verl., Berlin, 228 p.

Desmet A., Lampherre H., Rocci G., Gagny C., Parrot J. F., Delaloye M. (1978) Constitution and significance of the Troodos sheeted complex. *Nature*, 273, p. 527-530, London.

Fenner C. N. (1948) Immiscibility of igneous magmas. *Am. J. Sci.*, 246, p. 465-502, New Haven, Conn.

Hart S. R., Brooks C., Krogh T. E., Davis G. L., Nava D. (1970) Ancient and modern volcanic rocks; a trace element model. *Earth Plannet. Sci. Lett.*, 10, 1, p. 17-28, Amsterdam.

Holland H. D. (1983) Large scale geochemistry. Oceanography. P. G. Brewer edit., Springer-Verl., p. 219-230, Berlin.

Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1974) Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks, Drocea Mountains, Romania. *Bull. Volc.*, XXXVIII-4, p. 1110-1124, Napoli.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. EaErth Sci.*, 8, p. 523-548. Toronto.

Jacobs J. A., Russell R. D., Wilson J. T. (1974) Physics and Geology, 2nd ed. McGrow Hill, 622 p., Tokio.

Kidd R. G. W., Cann J. R. (1974) Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos complex, Cyprus. Earth Planet. Sci. Lett. 24, p. 151-155, Amsterdam.

Loczy I. (1912) Direktionbericht 1912. *Jahresb. kgl. ung. geol. R. A. f. 1912*, Budapest.

Lupu M. (1975) Einige Bemerkungen zur Tektonik des südlichen Apuseni Gebirges (Siebenbürgischen Erzgebirge). *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 19, p. 95-104, Bucureşti.

— (1983) The Mesozoic history of the South Apuseni Mountains. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 115-124. Bucureşti.

Macdonald K. C. (1982) Mid-oceanic ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, p. 155-190, Palo Alto, California

Miyashiro A. (1975) Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 3, p. 251-270, Palo Alto, California.

Nicolae I. (1985) Ophiolites of the Trascău Mountains (South Apuseni Mountains). An. Inst. Geol. Geofiz., LXV, p. 143-205, Bucureşti.

Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. (1980) Comparison between Corsican albitites and oceanic plagiogranites. *Arch. Sci.*, 33, 2-3, p. 201-220. Genève.

Pallister J. S. (1981) Structure of the sheeted dike complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86, nr. B-4, p. 2 661-2 672, Washington.

Institutul Geologic al României

Papiu V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R. Bul. șt., Biol., Geol., Geogr.*, V, 1, p. 107-213, București.

Rocci G., Baroz F., Bebien J., Desmet A.. Lapierre H., Ohnenstetter D., Ohnensteter M., Parrot J. F. (1980) The Mediterranean ophiolites and their related Mesozoic volcano-sedimentary sequences. Ophiolites. Proc. Intern. Ophiol. Symp., A. Panayiotou ed., Cyprus, 1979, p. 273-286.

Rothery D. A. (1983) The base of a sheeted dyke complex, Oman ophiolite : implications for magma chambers at oceanic spreading axes. *J. Geol. Soc.*, 140, p. 287-296, London.

Savu H. (1962 a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pîrnești din masivul Drocea. *D. S. Com. Geol.*, XLIV, p. 137-158, București.

— (1962 b) Chimismul vulcanitelor jurasic superioare-cretacic inferioare din Munții Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, XLVII, p. 199-220, București.

— (1972) Metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic din Munții Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/2. p. 94-119, București.

— (1980) Ophiolitic rocks and other initial magmatites in the Carpathians. Ofioliti I, spec. issue, Tethyan Ophiolites, G. Rocci ed., p. 97-104, Bologna.

— (1983) Geotectonic and magmatic evolution of the Mureș Zone (Apuseni Mountains). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 253-262, București.

— (1984 a) The sheeted dike complex in the Mureș Zone (Apuseni Mountains). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 28, p. 29-34, București.

— (1984 b) Mélange-ul cu matrice piroclastică asociat arcului insular sudic al zonei Mureș. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*. 29, p. 36-43, București.

— (1985) Structural, petrographic and geotectonic study of the sheeted dyke complex in the Mureș Zone, Dumbrăvița-Baia-Bătuța-Julița region (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5, p. 41-56, București.

— (1987) On the presence of the Groși Unit in the Highiș Mountains and its origin. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, București.

— Vasiliu C., Udrescu C. (1970) Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/1, p. 219-252, București.

— Lupu M., Avram E., Marinescu Fl. (1979) Harta geologică a RSR, scara 1 : 50 000, foaia Săvîrșin. București.

— Udrescu C., Neacșu V. (1981) Geochemistry and geotectonic setting of ophiolites and island arc volcanics of the Mureș Zone (Romania). *Ofioliti*, 6 (2), p. 269-285, Bologna.

— Udrescu C., Neacșu V. (1986) Bimodal volcanism from the north-western island arc of the Mureș Zone. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, p. 153-1707, București.

— Udrescu C., Neacșu V., Stoian M. (1984 a) Trends of tholeiitic magma differentiation in the sheeted dyke complex from the Mureș Zone (Romania). 27th Intern. Geol. Congr., Moscow, 1984. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 123-131, București.

— Udrescu C., Neacșu V. (1987) Mid-ocean characteristics of ophiolites in the Baia-Lupești-Vărădia region (Drocea Mts), their tectonics and petrology. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*. 72-73/1, București.

— et al. (1984 b) Arch. IGG, București.

Socolescu M. (1944) Les affleurements de minérais de la région de Vața-Șoimuș-Buceava-Săvîrșin-Zam *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII, p. 93-125, București.

Institutul Geologic al României

Serri G., Saitta M. (1980) Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins: A comparison. *Ofioliti* 5, (2-3), p. 241-264, Bologna.

Shervais J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, p. 101-118, Amsterdam.

Thayer T. P. (1977) Some implications of sheeted dike swarms in ophiolitic complexes. *Geotectonics*, 6, p. 32-45, Moscow.

PETROLOGIA, GEOCHIMIA ȘI TECTONICA OFIOLITELOR DIN PALEORIDGEUL OCEANIC AL ZONEI MUREȘ ÎNTRE PÎRNEȘTI, TROAȘ ȘI VALEA ZELDIȘ (MUNȚII DROCEA)

(Rezumat)

Regiunea în care este cuprinsă partea nord-estică a paleoridgeului oceanic din Zona Mureș (Apusenii de sud) este situată între Pîrnești, Troaș și valea Zeldiș în Munții Drocea (Pl. I). Structura sa este determinată de trei unități tectonice : unitatea de Criș, solzul de Baia și unitatea de Căpîlnaș-Techereu, care s-au format succesiv, de la SE spre NV, și al căror soclu este format din roci bazice rupte din pînza ofiolitică inițială a Mureșului, care a fost spartă în mai multe fragmente după obducția sa bilaterală.

Rocile ofiolitice (180 m.a.) din aria paleoridgeului sînt reprezentate prin două din complexele unei suite ofiolitice, respectiv a unei cruste oceanice : complexul bazaltelor de fund oceanic (O_1) și complexul de sheeted dykeuri (O_2). Complexul de sheeted dykeuri (O_2) este alcătuit din 100% dykeuri paralele de bazalte intergranulare, dolerite, gabbrouri, gabbrodolerite, granofire, orthospilite și felsite albitice (fig. 1). Tectonica lui arată că poziția dykeurilor se modifică de la N77°E/72°S (Pîrnești) la aproape NS/50°W (fig. 2) datorită unui sistem de falii orientat NV-SE, care separă placa de ofiolite în blocuri. Lățimea complexului, care nu este cea reală, variază între 2 și 6 km, deoarece el este secționat de planul de șariaj de la vest (Pl. I). Complexul bazaltelor de fund oceanic (O_1) se dezvoltă în două unități tectonice diferite : solzul de Baia și pînza de Căpîlnaș-Techereu. Solzul de Baia, care a fost rupt din soclul unității de Căpîlnaș-Techereu, constă în curgeri de bazalte, spilite și variolite în facies de pillow lava, între care apar silluri de dolerite și gabbrouri, piroclastite cu caracter tachilitic și argilite roșii abisale (tab. 1). Complexul bazaltic este răsturnat în acest solz, el găsindu-se în flanc invers (fig. 3). În unitatea de Căpîlnaș-Techereu complexul bazaltic se dezvoltă la SE și E de aria complexului de sheeted dykeuri. El suportă aici vestigiile unui sinclinal de vulcanite de arc insular neokimmeric.

Rocile ofiolitice se separă în 1) roci bazice nediferențiate, 2) roci diferențiate bazice și 3) roci diferențiate acide (tab. 2, 3). Ele au caractere de tholeiite de fund oceanic (fig. 4, 5).

Elementele minore (tab. 4) caracterizează de asemenea o serie tholeiitică, în care elementele siderofile scad puternic odată cu diferențierea magmei tholeiitice (fig. 6), iar Zr, Y și Yb cresc (fig. 7). Conți-

Institutul Geologic al României

nuturile de Ba sub 100 ppm indică tholeiite abisale (fig. 8), iar media celor de Sr arată că magma tholeiitică parentală s-a format în manta la 140 km adîncime. Conținuturile de U și Th (tab. 5) sînt foarte reduse (fig. 9). Magma tholeiitică parentală a fost o magmă de fund oceanic, așa cum arată figurile 10 și 11. Rocile din suita ofiolitică sînt foarte asemănătoare cu cele din ridgeurile oceanice mediane de tip High-Ti (fig. 12). Aceste date infirmă clar părerile acelor geologi care consideră că ofiolitele din zona Mureș (Apusenii de sud) ar fi roci de arc insular.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

Fig. 1 — Pillowed basalt flows in normal flank. Pietros Brook.
Fig. 2 — Pillowed basalt flows in vertical position. Pietros Brook.

Plate III

Fig. 1 — Pillowed basalt flows in inverse flank (reversed). Pietros Brook.
Fig. 2 — Pillow crust separated in small rounded shapes that exfoliate. Pietros Brook.

Plate IV

Fig. 1 — Hyalobasalt and tachylite agglomerates (autoclastics). Pietros Brook.
Fig. 2 — Fine pyroclastics (hydroclastics) in which coarser basaltic elements occur. Pietros Brook.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

H.SAVU

GEOLOGICAL MAP OF THE PÎRNEŞTI-TROAŞ-ZELDIŞ VALLEY REGION

0 500 1000 m

L E G E N D

- Alluvia
- Neogene volcanics (a) and gravels (b)

Căpîlnaş-Techereu Unit

Island arc magmatic rocks: a-pyroclastics with jaspers (a'); b-acid and alkaline dykes; c-basic with jaspers intercalations (c')

LIASSIC OPHIOLITE OF THE MUREŞ NAPPE

Ocean floor basalt complex (O_1): a-pillowed basalts; Sheeted dyke complex (O_2): b-pillowed basalts; c-basalt and dolerites; d-gabbros

Baia Scale

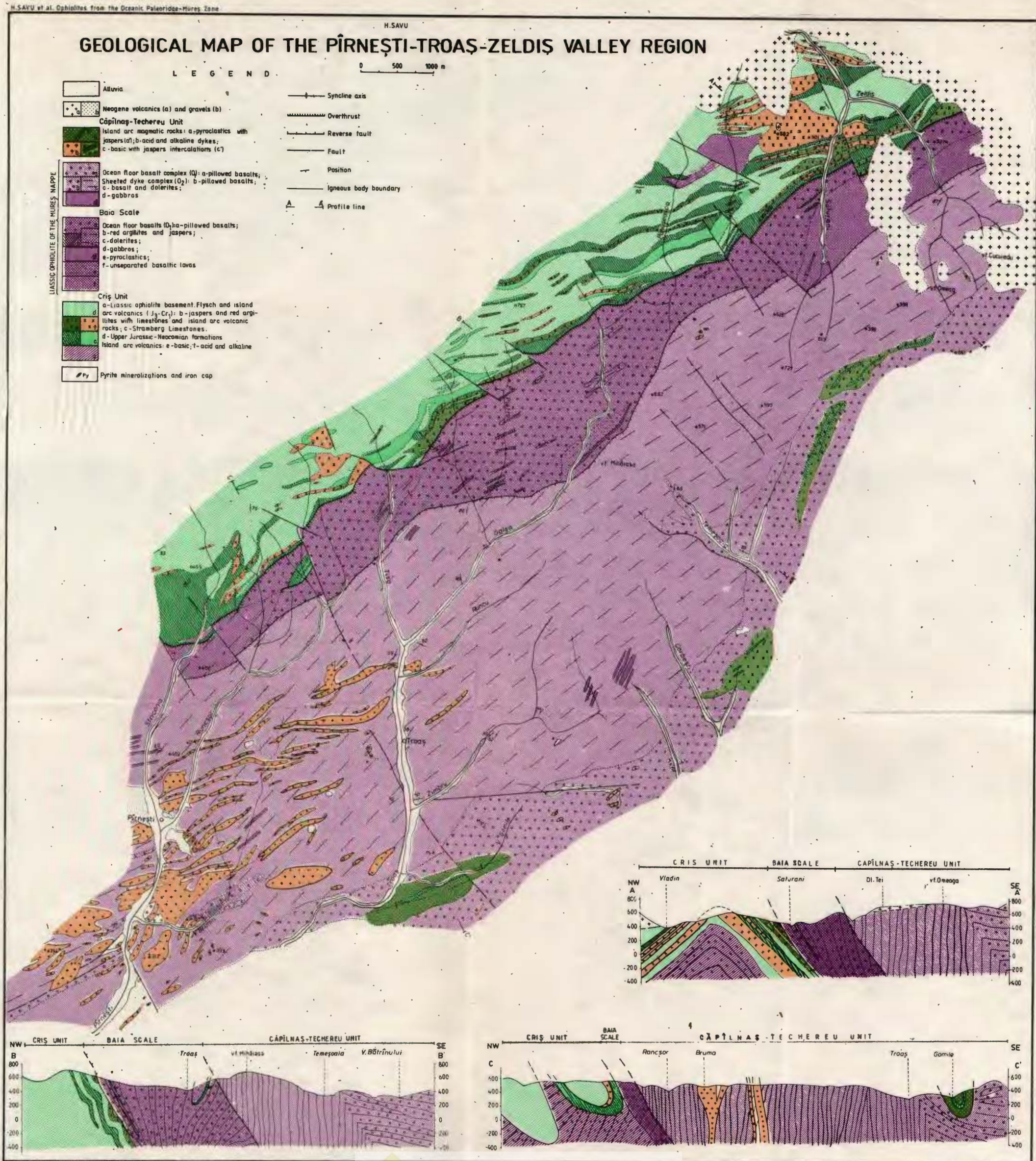
Ocean floor basalts (O_1): a-pillowed basalts; b-red argillites and jaspers; c-dolerites; d-gabbros; e-pyroclastics; f-unseparated basaltic lavas

Criş Unit

a-Liassic ophiolite basement. Flysch and island arc volcanics (J_3-Cr_1): b-jaspers and red argillites with limestones and island arc volcanic rocks; c-Stramberg Limestones. d-Upper Jurassic-Neocomian formations. Island arc volcanics: e-basic; f-acid and alkaline

Py Pyrite mineralizations and iron cap

- Syncline axis
- Overthrust
- Reverse fault
- Fault
- Position
- Igneous body boundary
- A–A Profile line



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ Dări de seamă vol. 72-73/5

Imprim atel Inst. Geol. Geof

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 259—281

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND TECTONICS OF OPHIOLITES AND LATE KIMMERIAN ISLAND ARC VOLCANICS FROM THE GLODGHILEȘTI-SĂLIȘTIOARA TECTONIC RISE (MUREȘ ZONE) [1]

BY

HARALAMBIE SAVU [2], CONSTANȚA UDRESCU [2], MARIA LEMNE [2], OLIVIA ROMANESCU [2], VASILICA NEACȘU [3]

Ophiolites. Late Kimmerian. Island Arc Volcanism. Petrology. Th. U. Minor elements. Trace elements. Ocean floor basalts. Calc-alkaline magma. Apuseni Mountains — South Apuseni — Metaliferi Mountains.

Abstract

The region from the Mureș Zone known as the Glodghilești-Săliștioara tectonic rise consists of an ophiolitic basement (J_1-J_2) which is overlain unconformably by Late Kimmerian island arc volcanics and Barremian-Aptian sedimentary deposits. The ophiolitic rocks belong to the ocean floor basalt complex (O_1) of the ophiolitic series from the Mureș Zone, in which limestone levels, which are recrystallized in the conditions of the ocean floor metamorphism as well as a small serpentinite body intercalate. The basaltic complex originated from a weakly differentiated tholeiitic magma, its rocks showing geochemical characters of marginal plate basalts, being formed on the floor of the Mureș Ocean. The Late Kimmerian island arc volcanics (J_3-Cr_1) which overlie unconformably the ophiolitic basement show obvious characters of magmatites originating in a calc-alkaline magma, formed on the southern Benioff plane of the Mureș Zone. The calc-alkaline magma underwent a strong differentiation process, thus giving rise to the classical series of volcanic rocks formed of basalts-andesites-rhyolites, specific for the southern island arc of the Mureș Zone.

[1] Received on November 5, 1985, accepted for communication and publication on December 6, 1985, presented at the meeting of November 23, 1985.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică ,str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.

[3] Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș nr. 1, București 32.

Institutul Geologic al României

Résumé

Pétrologie, géochimie et tectonique des ophiolites et des volcanites d'arc insulaire néokimmériques de l'élévement tectonique Glodghilești-Săliștioara (zone Mureș). La région de la zone du Mureș connue comme l'élévement tectonique Glodghilești-Săliștioara est formée d'un soubassement ophiolitique (J_1-J_2), au-dessus duquel se placent discordamment des volcanites d'arc insulaire néokimmériques et des dépôts sédimentaires barrémien-aptiens. Les roches ophiolitiques appartiennent au complexe des basaltes de fond océanique (O_1) de la série ophiolitique de la zone Mureș, où il y a des intercalations de niveaux de calcaires recristallisés dans les conditions du métamorphisme de fond océanique et un petit corp de serpentinites. Le complexe basaltique est provenu d'un magma tholéiitique faiblement différencié, ses roches ayant des caractères géochimiques de basaltes de bord de plaque, étant formées sur le fond de l'Océan Mureș. Les volcanites d'arc insulaire néokimmériques (J_3-Cr_1) qui se disposent discordamment au-dessus du soubassement ophiolitique ont d'évidents caractères de magmatites provenues d'un magma calco-alcaline, formé sur le plan Benioff méridional de la zone Mureș. Le magma calco-alcaline a souffert un prononcé processus de différenciation, ayant comme résultat la série classique de roches volcaniques, formée de basaltes-andésites-rhyolites, spécifique pour l'arc insulaire sudique de la zone Mureș.

Introduction

The present paper continues our researches of the ophiolites and other Alpine magmatites from the Mureș Zone, dealing with a more complex region, situated in the southern part of this zone — between Glodghilești and Săliștioara — in the Căpîlnaș-Techereu Nappe, an area which coincides approximately with the margin of the old Mureș ophiolite sheet [4] (Pl.).

Geological observations on this region were made by Ghițulescu and Socolescu (1941), who included all the Alpine-pre-Laramian eruptive rocks in an unseparated mass of Triassic diabases (melaphyres), mentioning the presence of some crystalline schists scales that tectonically cross the mass of eruptive rocks. These ideas were also supported by other geologists, such as Jacob (1953), who thinks that the basic eruptions from the region were preceded by acid eruptions, Cioflica (1961), who described in detail all the petrographic types in the region, Teodoru et al. (1963, unpublished data). They are illustrated by the maps on scale 1 : 50 000, Brad and Deva sheets.

In 1975 Savu and Nicolae investigated the area between Cărmăzinești and Dumești, considering the basic rocks, which they assign to the stage I (Giușcă et al., 1963), to be formed in an oceanic zone from magmas originating in the mantle ; the later ones (J_3-Cr_1), which were assigned to the stage II, they considered to be formed by subduction processes. This idea had been previously supported by Savu (in Savu, Udrescu, 1973) [5] at the IAVCEI Symposium in Bucharest and was resumed by Savu (1976) and Savu and Udrescu (1981), showing that

Institutul Geologic al României

the subduction process manifested bilaterally. The pattern of this process was subsequently drawn out (Savu, 1983).

In 1982 Savu et al. described the eruptive rocks from the Vălișoara-Dumești region, showing that they are represented by ocean floor ophiolites (J_1-J_2) and island arc volcanics (J_3-Cr_1). They mention the presence of some crystalline schist blocks within the island arc pyroclastics, a formation presented by Savu (1984 a) as a mélange exhibiting a volcanic matrix ; he mentions the presence of some Laramian volcanics in the western part of the region.

The present paper is concerned with the petrological, goechemical and tectonic aspects of the Alpine-pre-Laramian magmatites in the region which constitute, according to Savu (1984 a), several geological formations among which there are stratigraphic unconformity relations as follows : 1) ophiolites (J_1-J_2), 2) Late Kimmerian island arc volcanics (J_3-Cr_1), 3) Barremian-Aptian sedimentary deposits, 4) Laramian island arc volcanics and 5) Neogene gravels (?). Only the first two formations are the object of our study.

Occurrence, Petrography and Tectonics of Ophiolites

The ophiolitic rocks constitute the basement of the region which was called the Mureș ophiolitic slab or nappe (sheet) obducted over the Transylvanian plate (Savu, 1983) ; it had been previously included in the Căpilnaș-Techereu Nappe (Lupu, 1975, 1983). As shown in the previous papers (Savu, Nicolae, 1975 ; Savu et al., 1982 ; Savu, 1983, 1984 a), this basement crops out along a strip, 0.5-2.5 km wide, between the Late Kimmerian island arc volcanics in the north and the Barremian-Aptian sedimentary deposits in the south (Savu, 1984 a) extending along the entire region. The geological sections (Pl.) show that the ophiolitic basement sinks under the Late Kimmerian island arc volcanics northwards, while southwards its contact with the Barremian-Aptian deposits is generally tectonic, the ophiolitic basement from the northern block being generally uplifted along some longitudinal faults. These relations are changed by numerous diagonal faults. This zone was named the Glodghilești-Sălișteoara rise (Savu, 1983) [6]. The ophiolitic basement, eroded and uncovered by the Late Kimmerian island arc volcanics, extends under the Barremian-Aptian deposits farther south of the Mureș River (Savu, 1984 a).

The ophiolitic basement in the investigated region is represented by the ocean floor basalt complex (O_1) of the Alpine ophiolitic series from the Mureș Zone, often containing recrystallized limestones and Liassic sandstone intercalations.

1. The ophiolitic rocks are represented by submarine basalt flows in pillow lava facies, very rarely basaltic pyroclastics, dolerites and a small serpentinite body. The frequently spilitic basaltic rocks show various textures ; thus we distinguished : intersertal basalts, amygdaloidal basalts, variolites and hyalobasalts, the last two types being frequent in the crust of the pillow lava separations. The plagioclase laths (An 55) within basalts are often albitized, rarely calcitized. Augite forms isometric, sometimes chloritized crystals ; Ti-augite appears as

Institutul Geologic al României

elongated crystals. The hyalobasalts and variolites are rich in devitrified or chloritized glass. The transition from hyalobasalts to variolites is gradual; the glass of the former initially includes small portions with plagioclase laths forming incomplete sheafs or garlands, which lead to the variolitic texture through thickening or completion. The amygdales within the amygdaloidal basalts are filled with chlorite or with calcite and chlorite, depending on the prevailingly secondary mineral within the rock. The basalts grade to dolerites through anamesites, rocks of intersertal structure in which glass is present in a smaller amount than in basalts. Dolerites, which appear as sills or dykes, show an ophitic structure and consist of 2-2.5 mm long plagioclase (An 54) crystals, augite exhibiting a poikilitic texture and including plagioclase which was the first to crystallize.

Serpentinites form a small body which is 180 m in length, being situated in the basalts of the complex (O_1); it was laminated along a directional fault striking N 80° E/90°. It consists of rocks with antigorite-lizardite, in which numerous fine secondary magnetite grains and rarely brown-reddish chrome spinel idiomorphic or xenomorphic crystals are noticed. The bastite pseudomorphoses after an orthopyroxene show that the serpentinites formed at the expense of some harzburgitic peridotites. The rocks are crossed by 1-2 mm thick chrysotile veinlets with the fibres perpendicular on their walls.

2. The carbonatic rocks are represented by limestones recrystallized in the conditions of the ocean floor metamorphism (Savu, 1984 a) which form intercalations of 10-100 m in thickness in the basalt flows. They are white, greyish or reddish and exhibit a saccharoidal structure or are brecciated and cemented with calcite. They contain sometimes basic tuff and sandstone intercalations. The recrystallized limestone intercalations vary from one place to another, as the rock mass is crossed by anastomosed metasomatic calcite veinlets exhibiting a greater granulation and rarely by epidote. The structure of the recrystallized mass may be granoblastic or porphyroblastic (Savu, 1966; 1984 a; Savu, Nicolae, 1975), when calcite porphyroblasts occur in the more or less uniformly crystallized, fine rock. It is worth noting that in the case of the breccious structure of some limestones the breccious elements are cemented with calcite in larger grains, like those from the metasomatic veinlets, and rarely with a brown-reddish carbonatic clayey material. In the mass of some recrystallized limestones there are well-rounded quartz grains exhibiting an undulose extinction or quartzite grains abounding in some levels. These may be laterally correlated with the sandy intercalations within these limestones. The chemical composition of four recrystallized limestones is presented in Table 1, which indicates that they correspond to the almost pure limestones.

3. The sandstones found by us (Savu et al., 1982) as blocks in the island arc pyroclastites were considered to be Permian in age. The presence of sandstones as intercalations in the recrystallized limestones shows that some of them are of the same age as the limestones. They usually consist of well-rounded quartz grains exhibiting a strong undulose extinction, rarely of quartzite, plagioclase and microcline (Dumești) grains, which entitles us to think that the Transylvanian Plate

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Chemical composition of the limestones intercalated between the basalt flows

Sample	1	2	3	4	Location
SiO_2	11.83	1.32	0.88	3.37	The limestones are collected from :
Al_2O_3	1.20	0.20	0.22	0.50	1, Dumești ; 2 and 3, Cărmăzinești
FeO	0.07	0.01	0.02	0.01	Valley ; 4, Mihăilească Valley
MgO	0.90	1.08	0.58	0.80	
CaO	46.66	52.97	55.57	53.17	
Fe_2O_3	0.48	0.10	0.26	0.22	

from which this material originated, was formed of crystalline schists and granitoid rocks which were thrust under the Mureș ophiolitic sheet (Savu, 1983 ; 1984 a). The polysynthetically twinned plagioclase grains (An 5) are deformed, bent and broken. The sandstone cement is usually carbonatic, rarely siliceous.

As regards the age of limestones and therefore of the interbedded sandstones several opinions were expressed. Kadić (1906) attributed them to the Dogger. Subsequently the recrystallized limestones south of Căprioara were assigned to the Lias-Dogger (Savu, 1966), while those in the region investigated were considered to be of Kimmeridgian age, possibly even older (Savu, Nicolae, 1975), of Tithonian (Ghițulescu, Socolescu, 1941 ; Savu et al., 1982) or Neocomian age (Jacob, 1953 ; Cioflica, 1961 ; Bordea, Borcoș, 1972 ; Lupu et al., 1982 ; Purecel et al., 1984). The position of these limestones as intercalations between the basaltic pillow lavas of the ophiolitic series of the Mureș Zone, for which Herz et al. (1974) obtained the age of 180 m.a., entitles us to assign them to the Upper Liassic-Dogger interval (Savu, 1984 a).

Geochemistry of Ophiolitic Rocks

The chemical composition of the ophiolitic rocks is presented in Table 2 which shows that the ultramafic rocks correspond to the peridotites containing 35.79-35.84% MgO. Due to the NiO/Cr_2O_3 ratio, on the diagram from Figure 1 (Malpas, Stevens, 1977), they are plotted in the field of the Alpine-type peridotites, characteristic of the oceanic crusts. Therefore they originated from a primary ultramafic magma, a reason why they differ from the "secondary" peridotites (Savu et al., 1986 a) that resulted from the differentiation of a melagabbroic magma.

According to modern classifications (Gill, 1981 ; Ewart, 1982), the analysed basic rocks belong to the basaltic rocks, their SiO_2 content — whose mean is of 46.81% — is below 52%. Their chemical composition is characteristic of a tholeiitic series, as results from the low K_2O content, whose mean is of 0.66%, and from Figure 2. The character of tholeiitic rocks is clearly revealed also by the value of the FeO tot/MgO ratio (Miyashiro, 1975) which is below 2, ranging between 0.92 and 1.87, while its mean is of 1.35. The Na_2O content, generally greater than 2.50%, which represents the mean value characteristic for the

Institutul Geologic al României

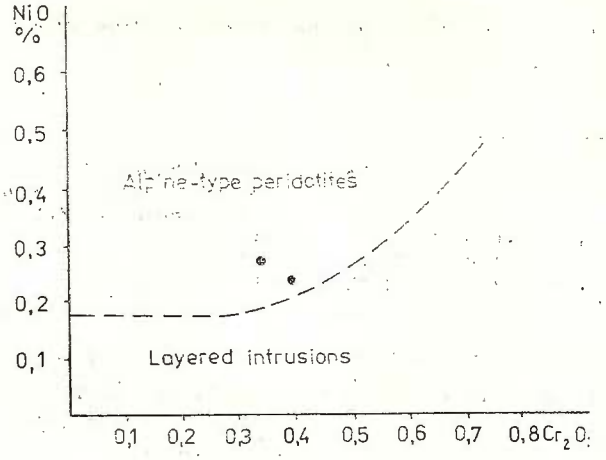


Fig. 1 — NiO-Cr_2O_3 diagram

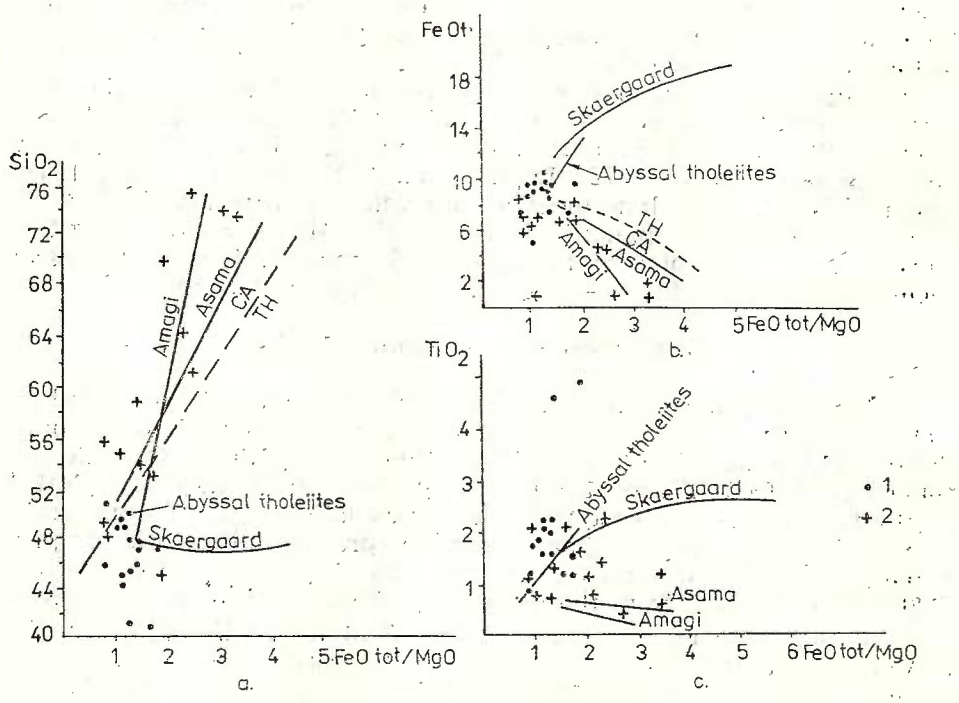


Fig. 2 — SiO_2, FeO tot, TiO_2-FeO tot/MgO diagrams.
1, ophiolites; 2, island arc volcanics.

normal tholeiitic basalts (Miyashiro, 1975) — being of 3.53% — shows that most of the basic rocks are spilites. This is important when we take into account the Na_2O content for the characterization of the

Institutul Geologic al României

ophiolitic series, as results from the diagram from Figure 3 (Irvine, Baragar, 1971) which clearly shows that although these rocks are tholeiites, only those with normal Na_2O content remain in the tholeiitic field; while the others shift towards the alkali corner, depending on

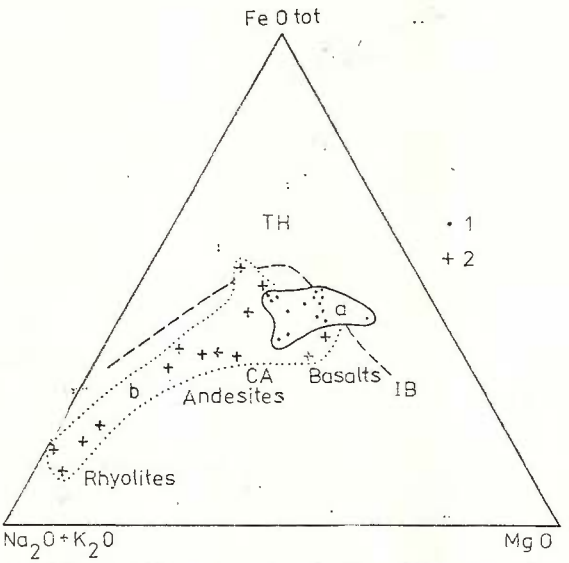


Fig. 3 — FeO tot — MgO-Na_2O+K_2O diagram.
1, ophiolites ; 2, island arc volcanics.

the Na_2 value, getting in the calc-alkali field. As a consequence of spilitization the CaO/Al_2O_3 ratio is in several rocks lower than in the unspilitized ophiolitic rocks (Werner, 1984), ranging between 0.37 and 1.11. The K_2O/Na_2O ratio also shows smaller values, increasing from 0.08 to 0.35. High TiO_2 (4.84%) and iron (10.21% FeO tot) contents are rarely noticed, indicating a tendency of differentiation of the tholeiitic magma (Savu et al., 1984 a).

The minor elements within the ophiolitic rocks show contents characteristic also of the tholeiitic series (Table 1). Ni and Cr usually show high values ranging within restricted limits, indicating that the differentiation of the tholeiitic magma that generated the normal (undifferentiated) basalts of the complex (O_1) was weak, which can be clearly seen on the diagram from Figure 4. Vanadium and Sc show generally uniform contents, which increase, however, in the rocks enriched in TiO_2 and iron (Fig. 5), these rocks marking a tendency towards the basic differentiates of the tholeiitic magma (Savu et al., 1984 a).

Zirconium, Y and Yb show contents which increase proportional to the increase of the Ti contents (Fig. 6). The Ba contents are generally reduced (< 100 ppm) so that on the diagram from Figure 7 (Miyashiro, 1975) the ophiolitic rocks are plotted in the field of the tholeiites from the North Azores. Strontium shows values ranging between 160 and 500 ppm, the mean content being of 331 ppm ; these values are higher than those usually encountered in the ophiolitic basalts. High Pb con-

Institutul Geologic al României

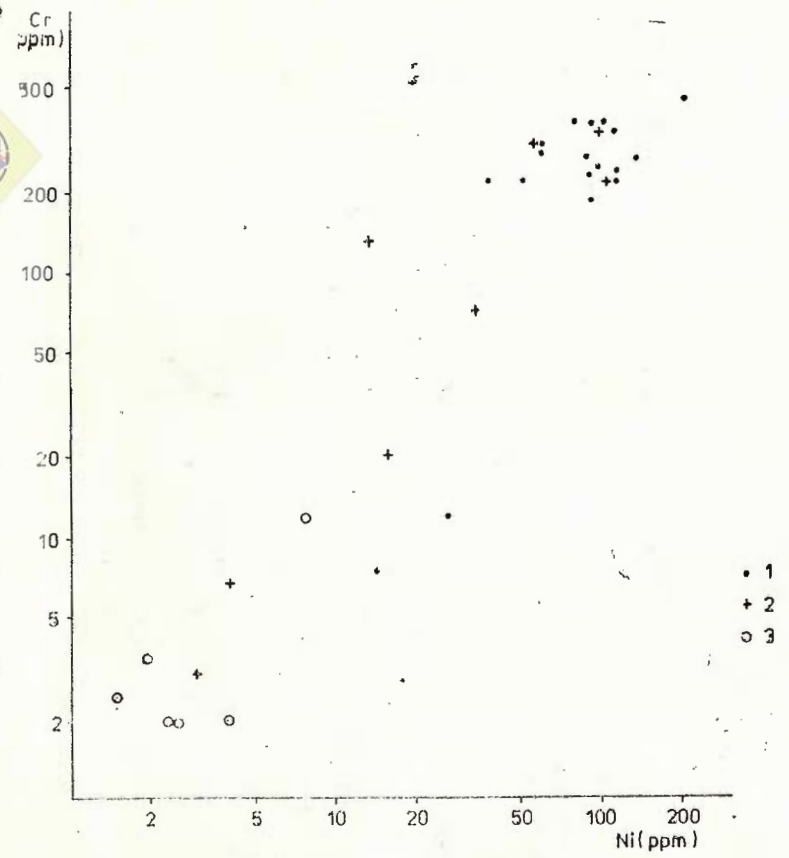


Fig. 4 — Cr-Ni diagram.
1, ophiolites; 2, island arc basic and intermediate rocks; 3, island arc acid rocks.

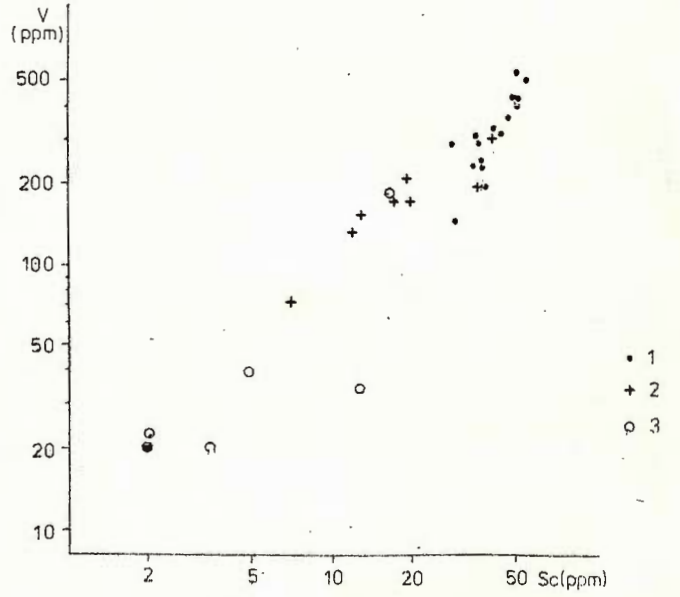


Fig. 5 — V-Sc diagram.
1, ophiolites; 2, island arc basic and intermediate rocks; 3, island arc acid rocks.

Institutul Geologic al României

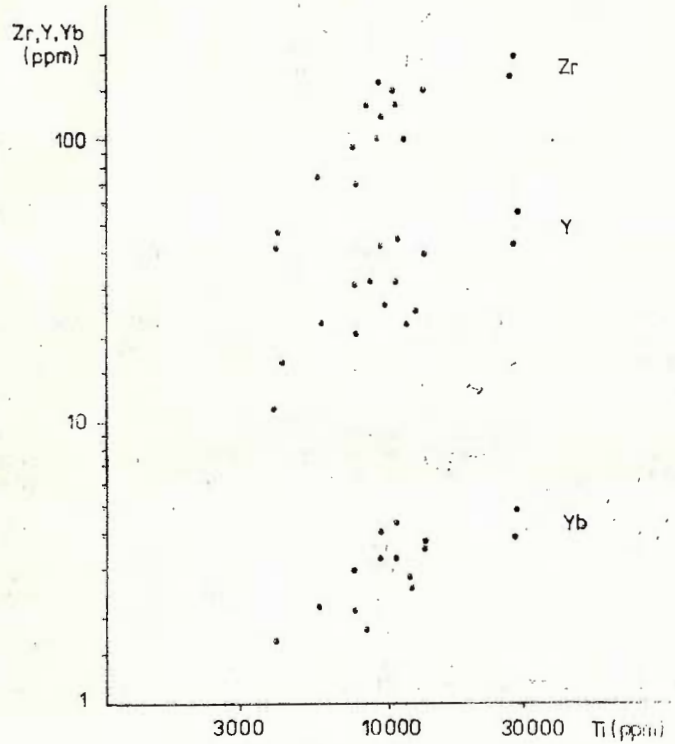


Fig. 6 — Zr, Y. Yb-Ti diagram.

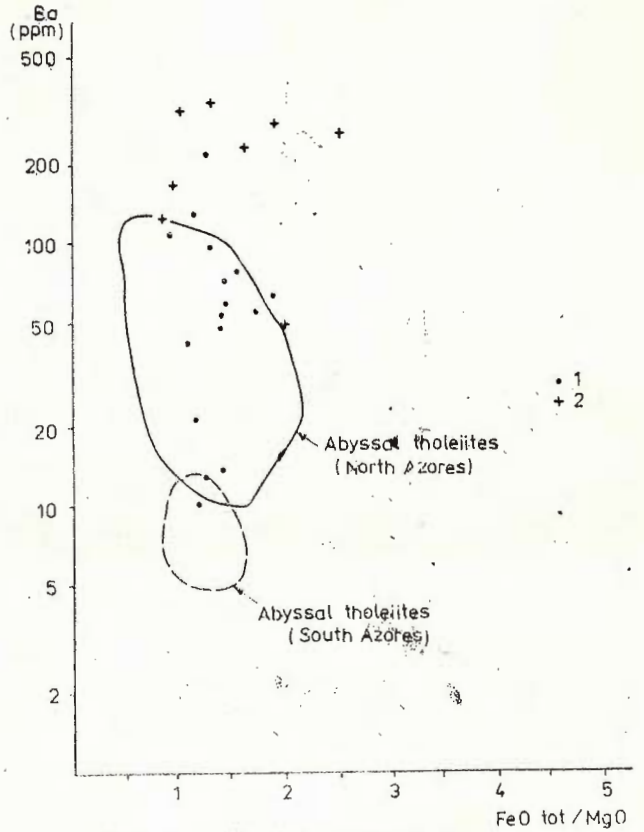


Fig. 7 — Ba-FeO tot/MgO diagram.
1, ophiolites; 2, island arc volcanics

Institutul Geologic al României

TABLE 2

Chemical composition of the ophiolitic rocks

No.*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	41.39	42.53	40.15	41.49	44.48	44.55	45.00	45.98	47.52	47.53	47.80	47.83	48.01	48.71	48.98	49.08	50.38	51.68
Al_2O_3	1.37	1.07	15.74	16.48	17.40	13.64	14.69	15.60	18.06	14.20	15.10	14.19	15.49	14.40	14.80	15.21	14.91	13.75
Fe_2O_3	6.32	6.82	3.88	2.98	4.53	3.46	2.89	4.52	2.82	3.05	10.40	6.36	4.75	4.22	2.38	2.13	3.65	4.13
FeO	1.00	0.71	4.02	2.44	3.73	2.89	5.03	5.60	5.89	7.47	0.43	3.16	4.59	5.17	6.75	7.32	5.74	3.88
MnO	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14	0.16	0.15	0.09	0.15	0.27	0.18	0.13	0.15	0.17	0.16	0.18	0.15	0.18
MgO	35.79	35.84	4.29	4.25	6.72	4.76	5.46	6.74	5.41	7.09	7.00	4.74	6.67	7.50	7.66	7.29	6.50	8.23
CaO	0.41	0.18	13.38	15.66	11.16	15.25	12.53	10.24	9.51	8.64	10.20	10.53	10.82	10.42	9.40	9.44	5.52	10.58
Na_2O	0.03	0.01	3.44	3.08	3.67	4.48	4.07	3.38	3.57	3.57	3.31	4.00	3.15	3.72	3.45	3.50	4.25	1.93
K_2O	0.07	0.11	1.22	0.85	0.44	0.55	0.70	0.61	0.92	0.77	0.38	1.26	0.34	0.40	0.80	0.58	0.35	0.44
TiO_2	0.26	0.09	1.18	2.06	0.96	1.59	1.42	4.62	1.25	4.84	2.00	1.58	2.23	1.78	1.76	2.28	0.70	0.68
P_2O_5	0.02	0.03	0.11	0.15	0.13	0.20	0.14	0.20	0.18	0.22	0.20	0.17	0.21	0.19	0.15	0.12	0.09	0.09
CO_2	—	—	9.17	5.68	2.32	5.62	4.75	—	1.97	—	—	3.52	—	0.62	0.47	—	2.32	0.76
S	0.09	0.10	0.07	0.07	0.07	0.05	0.09	0.06	0.11	0.11	0.09	0.10	0.10	0.08	0.09	0.11	0.07	0.08
Fe(S)	0.08	0.09	0.06	0.06	0.06	0.04	0.08	0.05	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09	0.06	0.07
H_2O^+	12.46	11.87	3.58	4.13	3.69	2.63	3.28	2.98	3.67	2.97	3.58	1.95	2.95	2.85	3.94	2.48	4.83	2.94
Total	99.42	99.57	100.42	99.49	99.50	99.87	100.28	100.67	100.52	100.82	100.75	99.61	99.55	100.30	100.87	99.81	99.52	99.42
Ni(ppm)	2200	1900	98	120	150	120	100	95	105	120	100	40	55	85	65	110	28	65
Co	140	72	38	65	50	70	40	46	46	65	35	28	40	80	45	75	30	34
Cr	2300	2600	240	340	280	230	370	270	250	240	190	230	230	380	290	380	12	320
V	40	37	200	300	230	400	360	420	230	530	150	290	320	500	320	420	290	240
Sc	10	9	37	36	38	52	47	50	36	50	30	37	44	55	44	52	29	38
Zr	—	—	70	95	75	160	135	170	95	200	100	100	150	150	135	130	47	42
Y	—	—	21	25	23	43	32	44	32	57	23	27	42	46	32	40	17	11.5
Yb	—	—	2.1	2.6	2.2	4.0	1.8	3.8	3.0	4.8	2.8	3.2	3.8	4.4	3.2	3.5	1.6	1.7
Ba	—	—	57	22	10	13	50	60	80	75	14	65	100	42	130	220	55	110
Sr	—	—	380	320	280	200	470	320	280	450	200	500	160	400	500	300	250	280
Pb	—	—	76	2.5	3	10	135	15	75	18	9	40	4.5	16	18	36	7	110
Cu	14	13	50	50	65	60	75	65	80	62	95	37	4.6	90	50	90	19	35
Ga	—	—	11	14	12	14	10	17	15	17	15	10	14	16	11	14	8	8
Sn	—	—	<2	2	<2	<2	2.5	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	2	3	2	2
U	0	0	0.1	0.5	0.2	1.1	0.7	0.2	0.8	0.7	0	0.1	0.1	0	0.6	0.1	1.1	0.5
Th	0	0	0	0	0.3	0.1	0	0.5	0.8	0.5	0.4	0.1	0.4	0	0.9	0	0.7	0.2

* The rocks in the table represent: 1,2, serpentinites — Gialacuta; 3, 9, spilitic basalts — Boiul Valley; 4, basalt — Vorța Valley; 5, spilitic basalt — Homorod Valley; 6, 12, spilitic basalts — Vlădeasca Valley; 7, spilitic basalt — Cărmăzinești Valley; 8, spilitic basalt — Bărăști Valley; 13, basalt — Mihăilească Valley; 16, spilitic variolite — Vlădeasca Valley; 17, spilitic basalt as olistolith in mélange — Căbești Valley; 10, dolerite — Boiul Valley; 11, dolerite — Vlădească Valley; 14, albitic dolerite — Bărăști Valley; 15, albitic dolerite — Căbești Valley; 18, gabbro-dolerite as olistolith in mélange — Căbești Valley.

Institutul Geologic al României

tents (Tab. 2) are also noticed in most of the analyzed basic rocks. We think that these contents are due to a Pb amount determined by the hydrothermal solutions that generated the Neocomian Pb and Zn mineralizations in the region, such as those at Vorța.

The Th and U contents within the ophiolitic rocks are very reduced (Figs. 8 and 9). The value of the Th/U ratio ranges between 0 and 4.00.

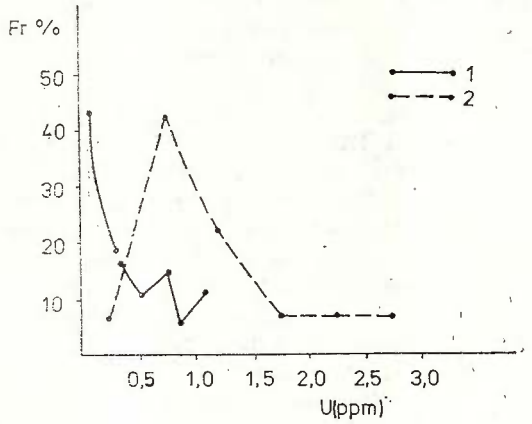


Fig. 8 — Frequency diagram of U in the ophiolitic rocks (1) and island arc volcanics (2).

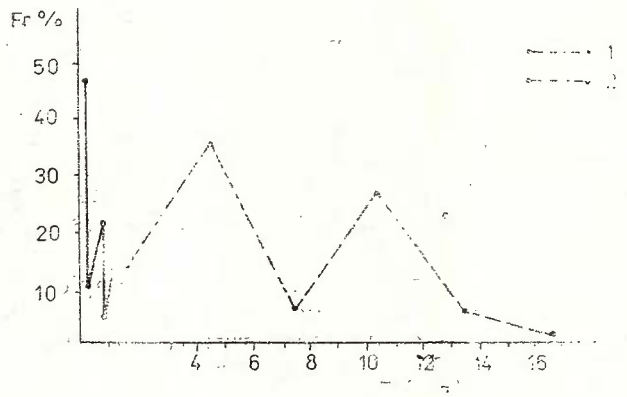


Fig. 9 — Frequency diagram of Th in the ophiolitic rocks (1) and island arc volcanics (2).

Late Kimmerian Island Arc Volcanics

The ophiolitic basement is overlain unconformably by the series of Late Kimmerian volcanics which develops in the northern part of the region (Pl.), on the southern flank of the Vorța synclinorium (Savu,

Institutul Geologic al României

Nicolae, 1975). It comprises two complexes of volcanic rocks : 1) the lower basic complex (IAV_1) and 2) the upper acid complex (IAV_2).

1. The lower complex, which consists mainly of porphyritic basalt pyroclastics and basaltic andesites (melaphyres), rarely lava flows, contains in its basal part a mélange horizon (Savu, 1983 ; 1984 a) exhibiting a volcanic matrix (coloured mélange) which is 500-1,000 m thick, resembling the mélange with tuffitic matrix described by Mercier and Vergely (1972) in Macedonia. The base of the mélange horizon overlies unconformably the ophiolitic basement, while its upper part passes gradually to the rest of the volcanics from the complex IAV_1 ; this is why, according to the modern definitions (Mercier, Vergely, 1972; Hsü, 1974 ; Abbate, Sagri, 1981), this mélange resembles the volcanic or volcano-sedimentary (tuffitic) olistostromes (Savu, 1984 a), the olistoliths having been included through a sedimentary process. The exotic blocks (olistoliths) within the mélange belong to several petrographic types, originating from two different sources, namely : the sialic part of the Transylvanian plate and the Mureș oceanic plate ; the latter was obducted over the Transylvanian plate and is found in the mélange basement at present. The olistoliths from the former category are situated along an alignment between Cărmăzinești and Furcșoara, thus marking the unconformity relation between the island arc volcanics (J_3-Cr_1) and their older ophiolitic basement (J_1-J_2). These olistoliths consist mainly of quartz sericite-chlorite schists of the type of those from the Paleozoic metamorphic rocks in the Poiana Ruscă Mountains. Rarely blocks of diaphtorized gneissic rocks and Permian red sandstones also occur (Savu et al., 1982 ; Savu, 1984 a) which came from the Transylvanian continent.

The olistoliths originating from the obducted oceanic Mureș plate, situated in the basement of the mélange, are smaller than the former and consist of basalts, dolerites, gabbros, recrystallized limestones and Liassic sandstones.

The mélange matrix consists of basaltic and basalt-andesitic agglomerates, sometimes with partly rounded elements, more rarely tuffs, which indicates that the pyroclastics belong to the dispersion facies of the submarine volcanism (Dickinson, 1974). Jaspers are rarely intercalated between them.

The volcanic rocks characteristic of the complex IAV_1 are the amygdaloidal porphyritic basalts and the basaltic andesites. Pyroxene and hornblende andesites occur more rarely, marking the transition towards the complex IAV_2. The porphyritic structure is specific for these rocks, which consist of a hyalopilitic, sometimes fluidal, groundmass, formed of plagioclase microcrystals and devitrified glass, in which there are slightly altered plagioclase (An 45) and augite ($c \wedge Ng = 40°$) phenocrysts and microphenocrysts, exhibiting sometimes an hour glass structure, and twins after the plane 100. The phenocrysts are sometimes grouped, forming the glomeroporphyritic structure, specific for the rocks generated by the volcanoes of central type. Secondary mineral (serpentine, carbonates) pseudomorphoses after idiomorphic crystals are rarely found, reminding of olivine.

Institutul Geologic al României

The basaltic rock tuffs consist of devitrified volcanic ash and plagioclase and augite phenocrysts, associated sometimes with quartzite fragments that deposited together with the tuff in the mélange formation (Savu et al., 1982 ; Savu, 1984 a).

The andesites marking the transition to the complex IAV_2 consist of a hyalopilitic groundmass, rich in glass, sometimes fluidal, in which there frequently occur idiomorphic and polysynthetically twinned plagioclase microphenocrysts, augite twinned after the plane 100 and a slightly pleochroic hypersthene. The brown-greenish amphibole is opacitized on the margins or replaced by a fine crystallized augite, plagioclase and magnetite aggregate.

2. The upper complex (IAV_2), which is only partly represented on the annexed map (Pl.), overlies the previous complex. It consists of agglomerates alternating with tuffs of amphibole andesites, dacites, rhyolites, oligophyres and orthophyres, the last two rock types occurring especially as veins.

The amphibole andesites are porphyritic rocks consisting of a hyalopilitic, often fluidal groundmass containing much glass and plagioclase microlites in which plagioclase (An 48) phenocrysts float ; the latter are polysynthetically twinned, weakly zoned and contain hornblende microcrystals and glassy inclusions. The hornblende phenocrysts show twins after the plane 100 and are resorbed marginally and opacitized. They may reach 1 cm in length, exhibiting the following pleochroism : Ng — green-brownish ; Nm = brown-greenish ; Np = yellow-greenish ; $c \wedge Ng = 20°$. The rhyolites and dacites are porphyritic rocks consisting of a cryptocrystalline or hyalopilitic groundmass with phenocrysts of quartz corroded by magma, plagioclase (An 8-10) with 2-3 marginal zones, idiomorphic or broken orthoclase and biotite. The orthoclase phenocrysts are weakly albitized along the fissures. The oligophyres consist of a felsitic microcrystalline groundmass consisting of oriented oligoclase microcrystals in which oligoclase phenocrysts, also parallel to the groundmass orientation, are found. Chlorite lamellae and numerous magnetite grains are noticed in the groundmass. The orthophyres (paleotrachytes) are porphyritic rocks consisting of a crypto- or microcrystalline groundmass, in which orthoclase phenocrysts are noticed, which are partly altered and replaced by low temperature albite, and partly calcitized albite.

The radiolarian association determined by P. Dumitrică (oral communication) on the jaspers intercalated in the pyroclastics of the lower complex (IAV_1) at Tămășești, west of the annexed map, showed that the intraoceanic island arc volcanism started at the end of the Callovian. Therefore it began at the end of the Middle Jurassic, when the lower complex IAV_1 began to form, and continued intermittently up to the Portlandian when most of the upper complex IAV_2 formed, as the Stramberg Limestones at Godinești lie over the rhyolitic pyroclastics from the complex IAV_2. In the region extending between Cărmăzinești and Vălișoara the volcanic activity continued up to the level of the Valanginian-Hauterivian, as the Stramberg Limestone mass is absent here, but huge blocks of such rocks, broken by explosions, are found in the acid and intermediate pyroclastics in the region, the determined

Institutul Geologic al României

radiogenic age of which is of 120 m.y. During this time interval the intrusive bodies at Săvîrșin and Cerbia were also emplaced (Lemne et al., 1979, unpublished data), which represent an intrusive phase of the island arc volcanism (Savu et al., 1986 d ; Savu et al., 1984 b).

The rhyolites and dacites cutting the pyroclastics of the complexes IAV_1 and IAV_2 between Dumești and Vorța seem to be the last products of this volcanism ; their age is of 110 m.y. We think that the emplacement of these acid rocks took place at the end of the Neocomian as no volcanic tuffs have been pointed out in the Barremian-Aptian deposits south of Vorța so far that would indicate a volcanic activity synchronous with their sedimentation. The sulphide mineralizations at Vorța are connected with these last eruptions.

Geochemistry of the Island Arc Volcanics

The chemical composition of the island arc volcanics is presented in Table 3, which shows that the SiO_2 content ranges between 45.51 and 75.47%, indicating that this series comprises rocks varying from basalts and andesites to rhyolites (Fig. 3). This fact illustrates, as in the Almaș Sălișteu-Godinești-Zam region (Savu et al., 1984 b), a pronounced calc-alkaline differentiation, a feature resulting also from Figures 2 and 3. The high K_2O and Na_2O and low Fe and Ti contents also underline this aspect. It is worth noting that, with the exception of some small oscillations, the value of the CaO/Al_2O_3 ratio gradually decreases from 0.96 to 0.12 in this series.

The distribution of the minor elements (Tab. 3) also reflects the pronounced differentiation of the island arc volcanics. On the diagrams from Figures 6 and 7 one can notice the pronounced decrease of the Cr, Ni, V and Sc contents in the sense of calc-alkaline magma differentiation. In order to make a comparison, the normal (undifferentiated) ophiolitic rocks of the complex (O_1), situated in the basement of the island arc volcanics, have been also plotted on these diagrams. Zr shows a slight enrichment in the acid differentiates, a tendency which is not evident in the case of Y and Yb.

Barium shows values higher than 100 ppm in the more basic rocks of the island arc volcanics series and places them above the abyssal tholeiite field from Figure 7. The Ba values are higher in the island arc acid rocks than in the basic ones (Tab. 3), a tendency which was determined by the differentiation of the calc-alkaline magma. On the contrary, the Sr contents are high in the island arc basic rocks, comparable with those from the ophiolitic basalts, which decrease in the acid differentiates.

The island arc volcanics show contents of U varying frequently between 0.5 and 1.0 ppm (Fig. 8). Although their absolute value is small, their contents are 4-5 times greater than the U contents from ophiolites. Th shows two fields of frequent contents (Fig. 9). One ranges between 3-6 ppm, the other between 9-12 ppm. Its contents are much higher than the Th contents within ophiolites (Savu et al., 1986 c) which do not exceed 1.2 ppm, those from the 0-0.2 ppm domain being frequent

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Chemical composition of the island arc volcanics

No.*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	45.51	48.02	48.85	52.50	53.56	54.93	56.14	58.26	61.67	64.06	72.29	72.67	73.17	75.47
Al_2O_3	13.85	18.31	15.85	17.04	17.81	17.01	17.01	15.88	16.51	14.41	13.04	14.40	12.99	11.94
Fe_2O_3	5.19	6.59	4.87	3.95	3.63	2.78	4.37	3.98	2.24	1.08	0.90	1.82	0.09	0.83
FeO	1.72	2.58	2.73	4.74	3.30	3.73	2.15	2.15	2.15	3.28	0.14	0.43	1.58	0.72
MnO	0.22	0.17	0.14	0.15	0.17	0.13	0.11	0.11	0.11	0.13	0.05	0.05	0.05	0.06
MgO	3.25	2.54	8.19	4.40	4.02	4.84	6.26	3.77	1.68	1.79	0.44	0.61	0.50	0.55
CaO	13.32	9.36	3.84	8.50	3.52	4.60	7.76	1.71	4.87	3.21	1.25	2.39	1.77	1.45
Na_2O	4.27	2.83	5.14	2.92	5.81	5.20	2.46	2.49	4.58	4.11	2.78	3.68	2.77	2.88
K_2O	0.71	2.03	0.69	1.72	2.30	2.18	0.88	5.58	1.22	3.17	4.74	3.02	5.96	3.90
TiO_2	1.08	2.30	0.93	1.52	2.06	1.36	0.74	0.78	1.43	2.25	0.70	1.18	0.50	0.28
P_2O_5	0.08	0.39	0.21	0.24	0.19	0.12	0.15	0.14	0.23	0.25	0.02	0.13	0.05	0.06
CO_2	9.19	1.81	0.70	2.13	—	—	—	0.80	—	0.76	—	—	—	—
S	0.10	0.10	0.13	0.07	0.11	0.06	0.08	0.10	0.11	0.09	0.09	0.08	0.07	0.06
Fe(S)	0.09	0.09	0.11	0.06	0.09	0.05	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.06	0.05
H_2O	2.37	3.52	7.79	0.91	3.14	2.62	1.84	3.60	3.46	1.86	4.31	0.32	0.34	1.83
Total	100.85	100.64	100.17	100.85	99.71	99.61	100.02	99.43	100.35	100.53	100.83	100.85	99.90	100.08
Ni (ppm)	60	3	115	14	16	34	105	8	4	4	2.5	2.5	2.5	2
Co	16	12	25	24	14	18	46	11	8	6	3	5.5	4	4
Cr	310	3	230	135	20	75	350	12	5.6	2	2	2	2	3.5
V	210	130	190	170	150	170	300	180	70	34	20	38	20	22
Sc	19	12	37	20	13	17	30	17	7	13	3.5	5	2	2
Zr	48	65	90	75	62	75	80	100	90	120	110	140	100	82
Y	8	15	16	17	14	12	12	14	17	32	20	12	6	6.5
Yb	1.3	1.7	1.8	2.2	1.9	1.7	1.4	2.1	2.3	2.6	3.6	1.8	1.4	1.1
La	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	38	30	30	30
Ba	50	325	125	280	230	340	165	440	260	200	300	380	410	700
Sr	150	360	160	430	290	380	500	140	280	170	95	270	70	33
Pb	4.5	15	2	18	9.5	7.5	3	4	20	9.5	80	10	10.5	8.5
Cu	18	22	14	22	62	57	30	19	34	38	13	38	24	24
Ga	12	16	7	13	14	14	7.5	11	20	17	15	13	14	10
Sn	2	3.5	<2	2	<2	2	<2	<2	2.5	3.5	4	3	2.5	2.5
U	0.6	1.7	0.5	0.6	0.8	1.3	1.0	1.2	2.2	2.8	3.8	0.5	0.1	0.9
Th	0	5.9	1.2	6.5	5.5	5.8	4.0	9.1	12.7	9.8	20.7	3.0	10.7	10.0

* The rocks in the table represent: 1, porphyritic basalt — Vica Valley; 2, 4, basaltic andesites — Strîmbă Valley; 3, ankaramite — Homorod Valley; 5, basaltic andesite — Homorod Valley; 6, 7, basaltic andesites — Dumești Valley; 9, amphibole andesite — Dumești Valley; 8,10 — orthophyres (paleotrachytes) — Homorod Valley; 11, rhyolite — Vica Valley; 12, 13, 14, rhyolites — Dumești Valley.

Institutul Geologic al României

(Fig. 9). A similar tendency of exhibiting two domains of frequent contents is noticed also within ophiolites in the case of Th. The value of the Th/U ratio increases from 0 to 10 in the island arc volcanic series.

Origin of the Ophiolitic Rocks and of the Island Arc Volcanics

The ophiolitic rocks from the Glodghilești-Săliștioara tectonic rise are part of the ocean floor basalt complex (O_1) of the ophiolitic series from the Mureș Zone, which is here situated in the basement of the region, being unconformably overlain by the Late Kimmerian island arc volcanics and the Barremian-Aptian sedimentary deposits. This complex originated from a tholeiitic magma and generally comprises terms from the group of normal (undifferentiated) basic rocks (Savu et al., 1984 a) which obviously exhibited a character of marginal plate basalts (Fig. 10 ; Pearce, Gale, 1977), formed on the floor of the Mureș Ocean (Fig. 11 ; Pearce, 1979 and Fig. 12 ; Pearce, 1975) by spreading processes. The diagram from Figure 12 shows even the sense of the weak differentiation of the tholeiitic magma which gradually enriches in Ti, the Cr content being relatively constant.

The small harzburgite body at Gialacuta seems to have resulted from an undifferentiated peridotitic magma intrusion of Alpine-type, characteristic of the oceanic crust. It might be also interpreted as a harzburgite fragment disrupted by the dykes from the ultramafic complex (O_4) of the oceanic crust and carried on the ocean floor between lavas or as being pushed from the depth in solid state on the fault along which it was laminated, supposing that this fault is of Liassic age. After its emplacement, the body was serpentinized in the conditions of the ocean floor metamorphism, that affected also the basic rocks at the zeolitic facies level (Savu, 1967) and was subsequently laminated along the directional fault.

The presence of limestones as intercalations between the basalt flows shows that the ocean floor on which they were forming was at the level of the carbonate compensation (Briggs, 1971), namely at the depth of 4,000-5,000 m. The existence of sandstones and of the sandy limestones associated with limestones indicates that the Transylvanian continent was not too far from this place and consequently that this part of the complex (O_1) formed at the beginning of the opening and spreading of the Mureș Ocean and comprises the oldest rocks from the crust of this ocean which is closed at present.

If we suppose now that the axial zone of the present sheeted dyke complex (O_2) from the ocean crust fragment in the basement of the Căpîlnaș-Techereu Nappe situated along the Bata-N. Bălcescu-Troaș line, was the last position of the spreading centre of the Mureș Ocean, we may consider that south-east of this zone, towards the Glodghilești-Săliștioara region, a large part of the crust of this ocean is preserved, which reaches about 30 km in width. This part of the oceanic crust is obducted over the Transylvanian Plate at present (Savu, 1983) and was only affected by small tectonic accidents after its obduction. On the contrary, the crustal part situated north-west of the supposed

Institutul Geologic al României

spreading centre, which was obducted on the plate of the Apuseni Mountains, is only 6 km in width. This asymmetry might be due to three causes : 1) the development of an asymmetrical spreading (Savu, 1984 b) ; 2) when the bilateral subduction began the oceanic plate was broken in the north-western part, very close to the spreading centre zone ; 3) the part of the plate obducted towards the northwest was

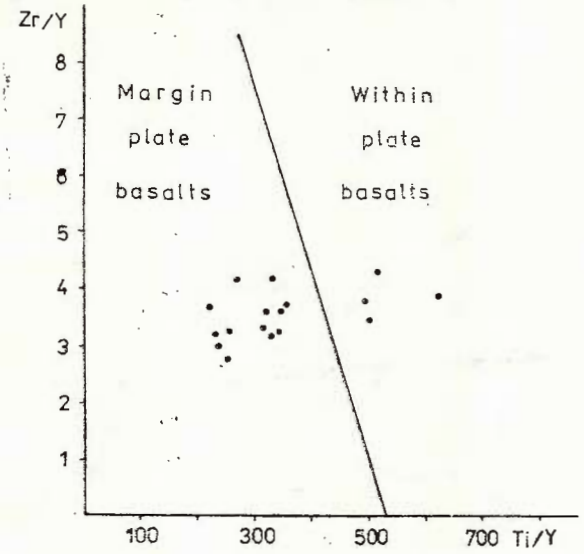


Fig. 10 — Zr/Y-Ti/Y diagram.

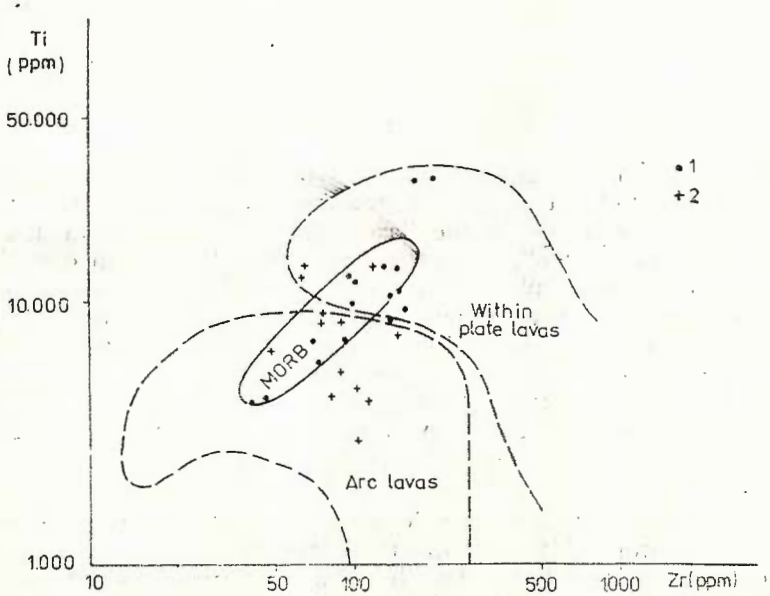


Fig. 11 — Ti-Zr diagram.

Institutul Geologic al României

doubled by an overthrust plane that resulted from the shearing of this part of the plate on the Pătîrș-Baia-Valea Zeldiș line (Papiu, 1953; Lupu, 1975; Savu et al., 1986 b, 1987) along which the rest of the plate (Căpîlnaș-Techereu Nappe) overthrusts northwestwards the frontal part of the obducted ophiolitic plate, which underlay the J_3-Cr_1 flysch, named the Criș Unit (Lupu, 1975).

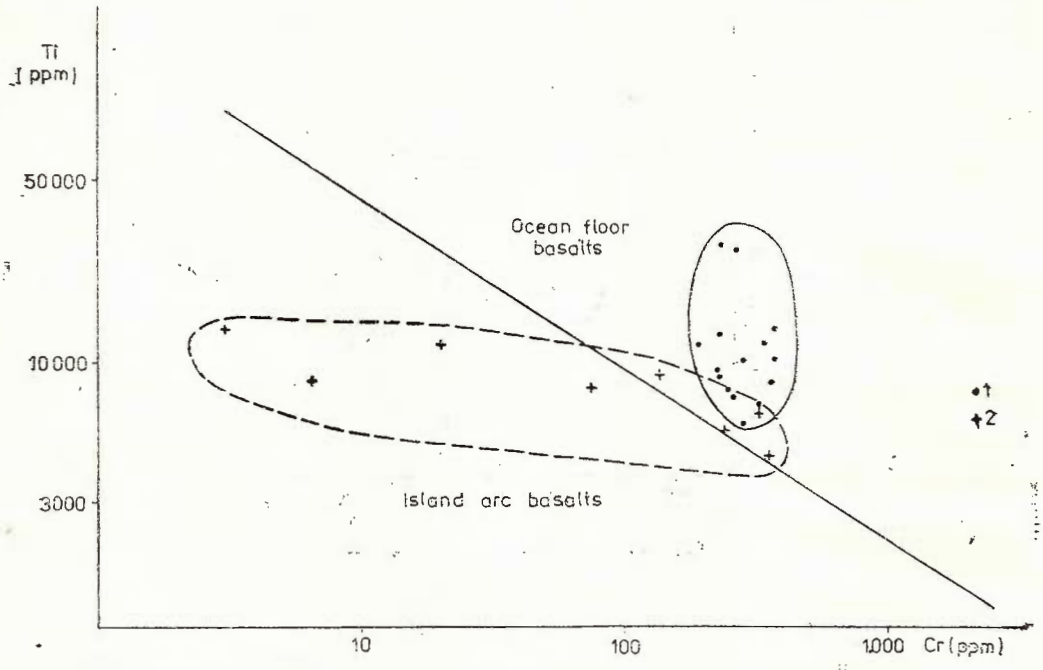


Fig. 12 — Ti-Cr diagram.

The island arc volcanism manifested during the formation period of the J_3-Cr_1 flysch. It is of calc-alkaline nature, being generated by the subduction processes of the Transylvanian plate under the Mureș oceanic plate (Savu, 1983). Therefore the subduction of an oceanic plate under another oceanic plate took place, the volcanism determined by this process being an intraoceanic one that manifested along the southern island arc of the Mureș Zone, as is shown in Figures 11 and 12. The last mentioned figure underlines also the great differentiation of the calc-alkaline series that, starting from a basaltic magma of tholeiitic tendency, advances towards very acid terms, this process determining the Ti maintenance at relatively constant values and the Cr strong decrease.

As the manifestation of volcanism was intraoceanic, its products deposited unconformably over the tholeiitic oceanic crust, being laterally intercalated in the J_3-Cr_1 flysch, while the mélange with olistoliths of various origins formed in their base. That is why they do not belong to the oceanic crust and consequently cannot be considered ophiolites.

Institutul Geologic al României

When the subduction of the oceanic crust takes place under a continental crust (America, East Carpathians), so that the island arc volcanism manifests on the continent, no one considers its products as ophiolites.

Conclusions

The following general conclusions arise from this paper.

In the Glodghilești-Sălișteoara tectonic rise the ophiolitic rocks (J_1-J_2) make up the basement which is unconformably overlain by Late Kimmerian island arc volcanics and Barremian-Aptian sedimentary deposits.

The ophiolitic rocks belong to the ocean floor basalt complex (O_1) of the Mureș Zone in which recrystallized limestone levels and a small harzburgite body are intercalated.

The basaltic complex originated from a weakly differentiated tholeiitic magma ; its rocks show geochemical features characteristic of the marginal plate basalts formed on the floor of the Mureș Ocean.

The island arc volcanics (J_3-Cr_1) overlie unconformably the ophiolitic basement.

The island arc volcanics show obvious characters of magmatites originating in a calc-alkaline magma, formed on the southern Benioff plane of the Mureș Zone.

The calc-alkaline magma underwent a strong differentiation process, thus giving rise to the classical rock series consisting of basalts-andesites-rhyolites, which is specific for the southern island arc of the Mureș Zone.

---

[4] We mean by the Mureș ophiolite sheet the initial ocean crust megaslab which was bilaterally obducted on the plates north and south of the Mureș ophiolite suture (Savu, 1983) during the Middle Jurassic. The olistoliths of the mélange-olistostrome formations detached from it. During the Mesozoic movements this megaslab broke into several parts which constitute the oceanic crust fragments from the basement of the various present tectonic units from the Apuseni Mountains.

[5] The revised paper in extenso was published somewhat later as Savu H. and Udrescu C. (1981) — A preliminary comparative study of the distribution of trace elements in ophiolites and island arc volcanics from the Mureș Zone. Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol., 25, p. 37-47, București.

[6] The Glodghilești-Sălișteoara tectonic rise designates the area situated south of the Mureș Zone, along which the Jurassic ophiolites (180 m.y.) from the basement of the Căpîlnaș-Techereu tectonic Unit crop out from under the Late Kimmerian island arc volcanics (Savu, 1983).

REFERENCES

Abbate E., Sagri M. (1981) Olistostromes in the Oligocene Macigno Formation (Florence Area). *IAS Excursion Guidebook No 5*, 2nd European Regional Meeting, p. 165-203. Bologna.

Institutul Geologic al României

Bordea S., Borcoș M. (1972) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, foaia Brad, Inst. Geol. Geofiz., București.

Briggs P. (1971) 200 000 000 Years beneath the Sea. Holt, Rinehart and Winston, New York.

Cioflica G. (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi. *An. Univ. „C. I. Parhon", Șt. nat., Geol., Geogr.*, 27, p. 7-13, București.

Dickinson W. R. (1974) Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. *SEPM spec. publ.*, 19, p. 230-239.

Ewart A. (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks ; with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. Andesites. Edit. by R. S. Thorpe. J. Wiley, p. 25-27, Chichester.

Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Etude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 181-464, București.

Gill J. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, 390 p., Berlin.

Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni). Assoc. Géol. Carp.-Balk., Congr. V, 1961, II, p. 31-44, București.

Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1974) Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks, Drocea Mountains, Romania. *Bull. Volc.*, XXXVIII — 4, p. 1110-1124, Napoli.

Hsü K. J. (1974) Mélanges and their distinction from olistostromes. In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation. R H. Dott Jr. and R. H. Shaver ed. *Soc. Ec. Paleont. Mineral., Spec. Public.*, 19, p. 321-333.

Iacob D. (1953) Contribuțiuni la stratigrafia și tectonica regiunii vestice a Munților Metaliferi. *St. cerc. șt. Acad. R.P.R.*, fil. Cluj, 3-4, p. 77-98, Cluj.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548, Toronto.

Kadić O. (1906) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken. Ufer der Maros, in der Umgeburg von Czella, Bulza and Pozsoga. *Jahresb. ung. geol. Anst. f. 1904*, Budapest.

Lupu M. (1975) Einige Bemerkungen zur Tektonik des südlichen Apuseni Gebirges (Siebenbürgischen Erzgebirge). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 19, p. 95-104, București.

— (1983) The Mesozoic history of the South Apuseni Mountains. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 115-124, București.

— Kräutner H. G., Țicleanu N., Boștinescu S., Bandrabur T., Kräutner F., Horvat A. R., Nicolae I. (1982) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 50 000, foaia Deva. Inst. Geol. Geofiz., București.

Malpas J., Stevens R. K. (1977) The origin and emplacement of the ophiolitic suite with examples from Western Newfoundland. *Geotectonics*, 6, p. 83-102, Moscow.

Mercier J., Vergely P. (1972) Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) décrochements d'âge antécrétacé-supérieur. *Deut. Geol. Gesell. Zeitschr.*, 123, p. 469-489.

Miyashiro A. (1975) Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 3, p. 251-269, Palo Alto, California.

Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Acad. R.P.R., Bul. științ.*, V, 1, p. 107-213, București.

Institutul Geologic al României

Pearce J. A (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67, Amsterdam.

— (1979) Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. International Ophiolite Symposium, Geol. Surv. Dep. Nicosia. Cyprus.

— Gale G. H. (1977) Identification of ore deposition from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In Jones M. J. Volcanic processes in ore genesis. Inst. Mining and Metallurgy and Geol. Soc. Spec. Publ., 7, p. 14-24, London.

Purecel R., Cibotaru T., Alexandru C. (1984) Considérations stratigraphiques sur le Crétacé de la partie sud-ouest des Monts Metaliferi (zone Vallée de Cărmăzinești — Fornădia). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVIII/4, p. 49-68. București.

Savu H. (1966) Metamorfismul calcarelor la contact cu ofiolitele de la Căpîlnaș (Valea Mureșului). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LII/1, p. 123-140, București.

— (1967) Die mesozoischen Ophiolite der rumänischen Karpaten. *Acta. Geol-Acad. Sci. Hung.*, 11, (1-3), p. 59-70, Budapest.

— (1976) Considerations on display conditions and evolution of the Alpine ophiolitic magmatism of the mobile Mureș Zone (Apuseni Mountains). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20/1, p. 67-75, București.

— (1983) Geotectonic and magmatic evolution of the Mureș Zone (Apuseni Mountains). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 253-262, București .

— (1984 a) Mélange-ul cu matrice piroclastică asociat arcului insular sudic al Zonei Mureș. *St. cerc. geol. geofiz.. geogr., Geol.*, 29, p. 36-43, București.

— (1984 b) The sheeted dyke complex in the Mureș Zone (Apuseni Mountains). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 28, p. 29-34, București.

— Udrescu C. (1973) Geotectonic evolution of the Mureș Zone and the distribution of trace elements in its ophiolitic rocks. International Symposium on Volcanism and associated Metallogenesis, Bucharest, 1981, *Abstracts*, p. 182-183.

— Nicolae I. (1975) Evolution of the ophiolitic volcanism in the Vorța region and its position in the Mureș Zone tectogenesis (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. Geol Geofiz.*, LXI/5, p. 179-196, București.

— Udrescu C. (1981) A preliminary comparative study of the distribution of trace elements in ophiolites and island arc volcanics from the Mureș Zone. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 25, p. 37-47. București.

— Udrescu C., Neacșu V. (1982) Contribution to the petrology and metallogenesis of alpine initialites from the Vălișoara-Dumești region (Metaliferi Mountains), with notes on the pre-Alpine basement. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/1, p. 47-67, București.

— Udrescu C., Neacșu V., Stoian M. (1984 a) Trends of tholeiitic magma differentiation in the sheeted dyke complex from the Mureș Zone (Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 121-131, București.

— Berbeleac I., Udrescu C., Neacșu V., Nacu D. (1984 b) Petrologic and geochemical characteristics of the Upper Jurassic island arc volcanics from the Almaș Săliște-Zam-Godinești region (Mureș Zone). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/1, p. 157-189, București.

— Udrescu C., Neacșu V. (1986 a) Structure, petrology and geochemistry of the ultramafic body of Almaș Săliște (Mureș Zone). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* 70-71/1, 143-152, București.

Institutul Geologic al României

— Udrescu C., Neacșu V. (1986 b) Bimodal volcanism in the north-western island arc of the Mureș Zone. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, p. 153-170, București.
— Lemne M., Romanescu O., Stoian M., Grabari G. (1986 c) Distribution of U, Th, K, REE and other trace elements in the island arc volcanics and some ophiolites from the Vața-Vorța-Vălișoara region (Mureș Zone). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, p. 431-452, București.
— Vâjdea E., Romanescu O. (1986 d) Radiometric age (K/Ar) and origin of the Săvîrșin granitoid massif and of other Late Kimmerian intrusions in the Mureș Zone. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, p. 419-430, București.
— Udrescu C., Neacșu V. (1987) The "mid-ocean" characteristics of ophiolites in the Baia-Lupești-Vărădia region (Drocea Mountains), their tectonics and petrology. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/1. București.
Werner C. D. (1984) Global evolution of the mafic magmatism with special regard to the rare earth elements. *Mineralia slov.*, 16, 1, p. 29-37, Bratislava.

PETROLOGIA, GEOCHIMIA ȘI TECTONICA OFIOLITELOR ȘI VULCANITELOR DE ARC INSULAR NEOKIMMERICE DIN RIDICAREA TECTONICĂ GLODGHILEȘTI-SĂLIȘTIOARA (ZONA MUREȘ)

(Rezumat)

În regiunea situată pe ridicarea tectonică Glodghilești-Săliștioara (Savu, 1983) se disting următoarele formațiuni geologice (Savu, 1984 a): 1) un fundament ofiolitic (J_1-J_2), 2) o serie de vulcanite de arc insular neokimmerice (J_3-Cr_1), 3) depozite sedimentare barremian-apțiene, 4) vulcanite laramice și 5) pietrișuri neogene (?) (Pl.), dintre care numai primele două sînt prezentate în lucrare.

Fundamentul ofiolitic aflorează de-a lungul unei fîșii extinse pe toată regiunea, fiind acoperit discordant, la nord de vulcanitele de arc insular, iar la sud de depozitele barremian-apțiene. Este alcătuit din complexul bazaltelor de fund oceanic (O_1) al zonei Mureș, între ale cărui curgeri de lave se intercalează nivele de calcare recristalizate (tab. 1), de vîrstă liasic-dogger. Calcarele cuprind mici intercalații de gresii și calcare grezoase. La Gialacuta, în complexul bazaltic se găsește un mic corp de serpentinite formate pe seama harzburgitelor. Calcarele recristalizate au fost repartizate de diferiți autori la vîrste începînd de la Dogger pînă la Neocomian. Poziția lor ca intercalații între bazaltele de fund oceanic, în care Herz et al. (1974) au obținut vîrsta de 180 m.a., permite a fi atribuite Liasic-Doggerului (Savu, 1984 a).

Compoziția chimică a rocilor ultrabazice (tab. 2) arată că ele aparțin peridotitelor de tip alpin (fig. 1), care sînt caracteristice pentru crustele oceanice. Ele au provenit dintr-o magmă ultrabazică primară.

Rocile bazice corespund bazaltelor cu SiO_2 mai mic de 52%. Compoziția lor chimică caracterizează o serie tholeiitică, aspect ce rezultă și din diagrama din figura 2. Cele mai multe roci sînt spilite care, datorită conținutului ridicat de Na_2O, pe diagrama din figura 3 se

Institutul Geologic al României

deplasează în afara cîmpului tholeiitelor, către colțul alcaliilor. Elementele minore din rocile ofiolitice, care caracterizează de asemenea o serie tholeiitică, arată că diferențierea magmei a fost foarte slabă, așa cum rezultă din diagramele din figurile 4 și 5, pe care rocile se proiectează în cîmpuri restrînse. Zr, Y și Yb prezintă conținuturi ce cresc treptat odată cu creșterea Ti (fig. 6). Conținuturile de Ba sînt reduse, ele asemănîndu-se cu cele din bazaltele din Azorele de Nord (fig. 7). Th și U prezintă valori reduse în seria de roci ofiolitice (fig. 8, 9). Seria vulcanitelor de arc insular neokimmerice stă discordant peste fundamentul ofiolitic și cuprinde două complexe de roci eruptive. Complexul inferior (IAV_1) este constituit preponderent din piroclastite de bazalte porfirice și andezite bazaltice calcoalcaline. În partea inferioară s-a format un mélange cu matrice piroclastică cu grosimea de 500 la 1000 m (Savu, 1984 a), în care se găsesc incluse olistolite de șisturi cristaline, calcare recristalizate, gresii și de roci ofiolitice. Complexul superior (IAV_2) de vulcanite de arc insular constă în andezite cu amfiboli, dacite și riolite, la care se adaugă oligofire și ortofire (paleotrahite). Determinările de radiolari (P. Dumitrică) arată că seria vulcanitelor de arc insular a început să se formeze la sfîrșitul Callovianului și a continuat pînă în Neocomian, cele mai tinere vîrste (K/Ar) de 110 m.a. fiind obținute pe riolitele de la est de Vorța, de care se presupune că sînt legate și mineralizațiile de sulfuri din regiune.

Caracterul de roci calcoalcaline rezultă din tabelul 3 și din figurile 2 și 3. Rocile au provenit dintr-o magmă bazaltică, ce s-a diferențiat puternic prin andezite pînă la riolite, serie de roci în care elementele minore caracteristice scad puternic (fig. 4, 5). Ba prezintă conținuturi care situează rocile în grupa vulcanitelor de arc insular (fig. 7). Conținuturile de U și Th sînt mult mai mari decît cele din rocile ofiolitice (fig. 8, 9). Th se caracterizează prin aceea că prezintă două domenii de conținuturi frecvente (fig. 9).

În ce privește originea celor două serii de roci se constată că ea este diferită. Rocile ofiolitice (J_1-J_2) au un evident caracter de bazalte de margine de placă (fig. 10). Ele s-au format pe fundul Oceanului Mureș, prin procese de spreading (fig. 11, 12). Vulcanitele de arc insular (J_3-Cr_1) au rezultat dintr-o magmă calcoalcalină formată pe planul Benioff sudic al zonei Mureș (fig. 11, 12). Această magmă s-a diferențiat puternic, rezultînd seria completă de vulcanite calcoalcaline formată din bazalte-andezite-riolite, care este caracteristică pentru arcul insular sudic al zonei Mureș.

Institutul Geologic al României

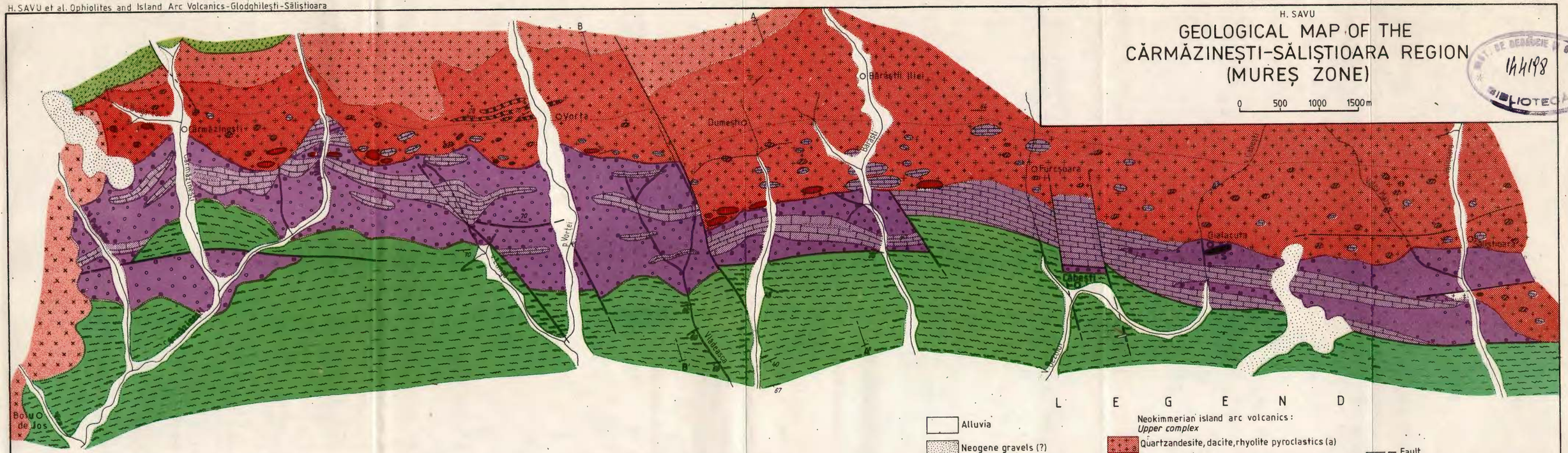
Institutul Geologic al României

H. SAVU

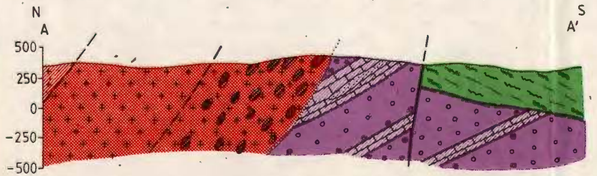
GEOLOGICAL MAP OF THE CĂRMĂZINEȘTI-SĂLIȘTIOARA REGION (MUREȘ ZONE)

0 500 1000 1500m

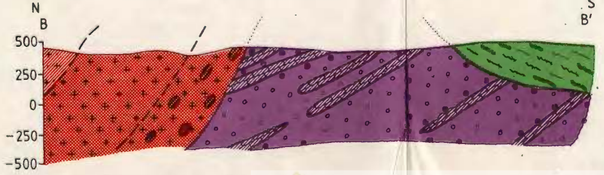
MUZEUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ 144198 BIBLIOTECA



GEOLOGICAL SECTION BETWEEN THE DUMEȘTI AND BĂRĂȘTI VALLEYS



GEOLOGICAL SECTION BETWEEN VORȚA AND VALEA LUNGĂ



L E G E N D

- Alluvia
- Neogene gravels (?)
- Laramian (banatitic) volcanics (a)
- Upper Cretaceous (b)
- Barremian–Aptian
- Neokimmerian island arc volcanics:
  - *Upper complex*
    - Quartzandesite, dacite, rhyolite pyroclastics (a)
  - *Lower complex*
    - Basalt-andesitic pyroclastics (b), jaspers (b_1)
    - Mélange (c): crystalline schist olistoliths (c_1); recrystallized limestone olistoliths (c_2); undifferentiated ophiolite, recrystallized limestone and sandstone olistoliths (c_3)
    - Ophiolitic basement: recrystallized limestones (a) with sandstone intercalations (a_1); ocean floor basalts (b); serpentinites (b_1)
- Fault
- Normal geological boundary
- Unconformity
- Position of formations
- A A' Geological section

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ: Dări de seamă vol. 72-73/5

Imprim atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 283—299

LES PROBLÈMES TECTONIQUES DE LA COURBURE INTERNE DES CARPATHES ROUMAINES [1]

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU [2]

Getic Nappe. Supragetic Nappes. Transylvanian Nappes. Dealu Mare Fault. Obduction Nappe. Tectogenesis. Rift. Dacides. Intramoesic tectonics. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic zone — South Carpathians ; internal flysch zone.

Résumé

L'étude présente quelques aspects de la structure et de l'évolution des nappes transylvaines, dacidiques médianes et dacidiques externes. On suppose une possible nouvelle nappe transylvaine (conglomérats et flysch aptiens). La nappe gétique avec une structure complexe (les unités superposées de Holbav et de Brașov-Dîmbovicioara) et les nappes supragétiques (Făgăraș, Bîrsa Fierului, Strîmba — de bas en haut) ont été générées durant deux moments tectoniques (mésocrétacé et crétacé terminal). Les nappes dacidiques externes proviennent d'un système de rift intracontinental à croûte océanique et/ou amincie.

Abstract

Tectonic Problems of the Inner Bend of the Romanian Carpathians. Some aspects of the structure and evolution of the Transylvanian, Median Dacidic and Outer Dacidic nappes are presented. A new possible Transylvanian Nappe (Aptian conglomerates and flysch) is supposed. The Getic Nappe with a complex structure (Holbav and Brașov-Dîmbovicioara superposed units) and the Supragetic nappes (Făgăraș, Bîrsa Fierului, Strîmba — from bottom to top) were generated during two tectogenetic moments (mesocretaceous and Late Cretaceous). The Outer Dacidian nappes proceed from an intracontinental rift system with thinned and/or oceanic crust.

[1] Reçue le 18 avril 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 18 avril 1985, présentée à la séance du 19 avril 1985.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.

Institutul Geologic al României

Ce dernier temps on a réalisé un assez grand nombre de contributions de détail et des synthèses régionales concernant la partie interne de la courbure des Carpathes roumaines. Tenant compte de plusieurs synthèses sur cette région (Săndulescu, 1965, 1976, 1980) et de nouvelles données obtenues sur la stratigraphie et la structure, nous voulons aborder, une fois de plus, les problèmes tectoniques de cette aire.

Les grands ensembles tectoniques de la courbure

Il y a quatre ensembles tectoniques majeurs qui groupent des unités de provenance et de constitution différentes, qu'on peut reconnaître dans la région de la courbure carpathique : les Transylvanides, les Dacides médianes, les Dacides externes et les Moldavides. Nous allons nous occuper surtout des Dacides et particulièrement des Dacides médianes.

Les Transylvanides groupent des nappes d'obduction — les nappes transylvaines dans les Carpathes Orientales — constituées de complexes ophiolitiques et de formations sédimentaires (Trias-Crétacé inférieur). Les nappes transylvaines ont la position la plus haute dans l'échafaudage structural ; elles proviennent de la suture majeure téthyssienne, qui est située actuellement dans le soubassement de la Dépression de Transylvanie.

Les Dacides médianes sont constituées de nappes de socle provenant du cisaillement des terrains métamorphiques préalpins recouverts d'une séquence sédimentaire mésozoïque (par endroits du Permien également). Les nappes des Dacides médianes ont été charriées pendant le Crétacé. De ce point de vue, deux moments importants ont pu être documentés : celui mésocrétacé et celui finicrétacé („laramien"). Il n'y a pas de preuves sérieuses pour envisager (Balintoni et al., 1986) des déformations tangentielles compressives d'âge méditerranéen (finituronien). Les Dacides médianes constituent l'ossature de la courbure interne des Carpathes roumaines, la continuité dans les Carpathes Méridionales des unités qui affleurent dans les Carpathes Orientales, étant bien documentée (Săndulescu, 1976) (fig. 1).

Les Dacides externes groupent les nappes les plus internes de la zone du flysch. Ce sont pour la plupart des nappes de couverture qui gardent quelquefois des restes de roches éruptives basiques à leur base, ou associées aux dépôts de flysch. La structuration des nappes daciques externes est aussi biphasée (mésocrétacée et finicrétacée).

Les Moldavides sont représentées par les nappes tertiaires de la zone du flysch. Leurs charriages se sont réalisés pendant le Miocène (inférieur, moyen et supérieur).

Sont-elles les nappes transylvaines des monts Perşani intra-aptiennes ?

Suivant les modèles proposés par Patrulius et al. (1966, 1971, 1978), les nappes transylvaines des monts Perşani (nappe de Perşani, nappe de l'Olt et aussi nappe de Hăghimaş représentée par le lambeau de Mereşti — Săndulescu, 1976) sont intra-aptiennes, le flysch à orbitolines (Aptien supérieur) étant considéré post-nappe. Récemment (Săn-

Institutul Geologic al României

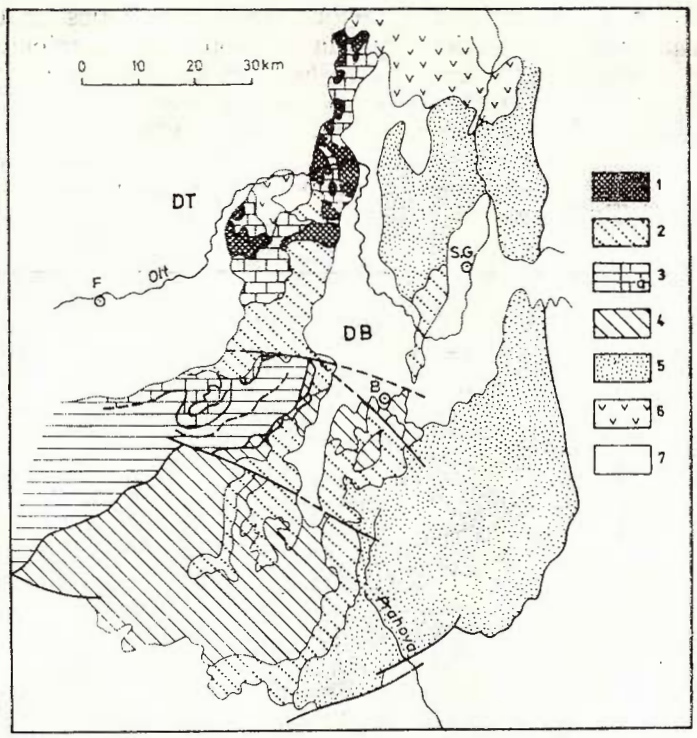


Fig. 1 — Esquisse tectonique de la courbure interne des Carpathes roumaines.

1, nappes transylvaines ; 2-4, Dacides médianes : 2, couvertures post-tectoniques mésocrétacées ; 3, domaine supragétique (a, nappe bucovinienne) ; 4, domaine gétique ; 5, Dacides externes ; 6, volcaniques néogène-pléistocènes ; 7, dépressions : dépression de la Transylvanie (DT), dépression de Bîrsa (DB) ; SG — Sf. Gheorghe ; B, Braşov ; F, Făgăraş.

dulescu, 1984), la possibilité de l'allochtonie du flysch à orbitolines a été également envisagée. Cette hypothèse est soutenue par la corrélation qu'on peut envisager, le long de la nappe bucovinienne, entre l'âge de la formation de wildflysch connue dans les monts Perşani et celui des formations similaires des monts Hăghimaş et Rarău. Dans les deux dernières régions, la formation de wildflysch est d'âge barrémien supérieur-albien, âge documenté par des restes fossiles et des associations micropaléontologiques caractéristiques (Mutihac, Bratu, 1965 ; J. Săndulescu, 1969 ; Săndulescu, 1975 a). Dans les monts Perşani le wildflysch a été considéré d'âge barrémien-aptien inférieur (Patrulius et al., 1966, 1968) sans preuves paléontologiques, mais en acceptant le caractère post-nappe des dépôts aptien supérieurs de la nappe bucovinienne (surmontant aussi bien les nappes transylvaines que la formation de wildflysch).

Si on accepte que la formation de wildflysch de la nappe bucovinienne a le même âge (montant jusqu'à l'Albien) tout le long de la

Institutul Geologic al României

nappe, allors l'allochtonie des dépôts conglomératiques et de type de flysch d'âge aptien supérieur qui la surmonte est amplement démontrée. Des données très récentes (Il. Popescu, in Peltz et al., 1983) montrent une liaison assez étroite entre les calcaires néojurassiques de la haute vallée du Vîrghiș et les conglomérats aptien supérieurs. Tenant compte que les calcaires appartiennent certainement aux nappes transylvaines, on peut considérer la même origine pour les formations aptiennes aussi (fig. 2).

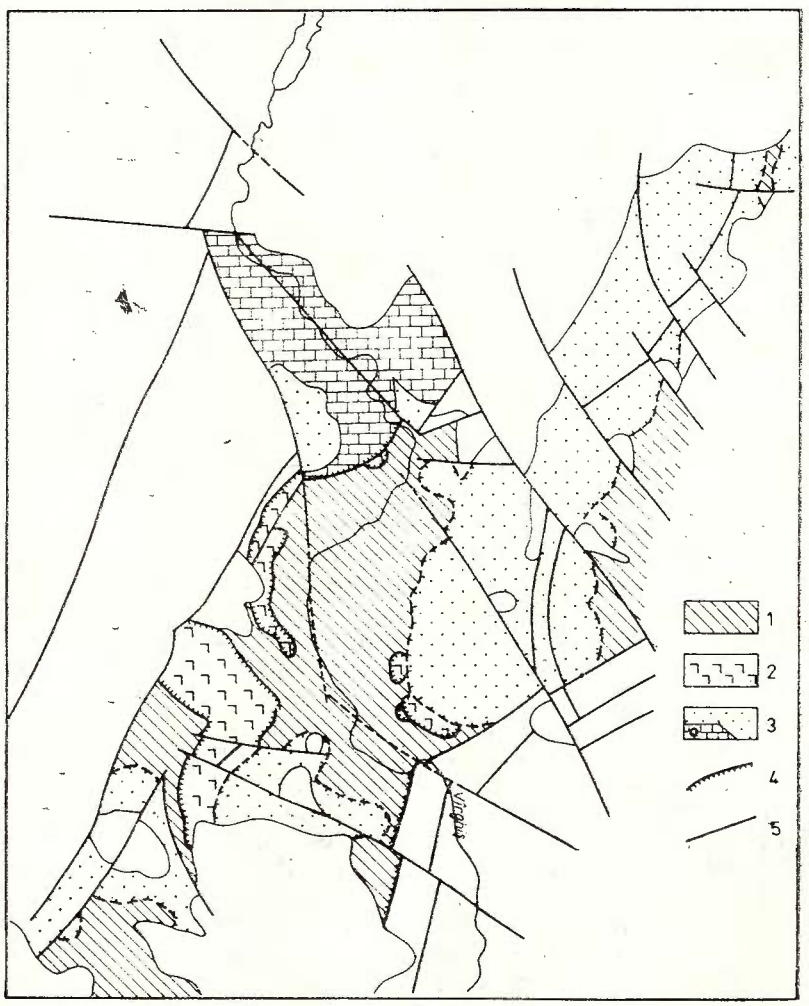


Fig. 2 — Esquisse tectonique des monts Perșani septentrionaux (d'après Il. Popescu et M. Ștefănescu, in Peltz et al., 1983 avec des modifications).

1, nappe bucovinienne ; 2, nappe transylvaine de l'Olt ; 3, nappe transylvaine des conglomérats et flyschs aptiens (a, klippes de calcaires tithoniques) ; 4, charriages ; 5, failles (normales et/ou décrochements).

Institutul Geologic al României

En acceptant le caractère allochtone des dépôts aptien supérieurs, il faut envisager leur position rétrotectonique. L'abondance du matériel détritique d'origine continentale (quartz, roches métamorphiques) implique une position rétrotectonique proche de la marge continentale, en occurrence celle européenne, donc du domaine de la nappe bucovinienne (Săndulescu, 1980, 1984). Il est fort possible que les séries conglomératiques et flyscheuses néoaptiennes soient déposées après la première tectonisation par compression du domaine de la Téthys océanique, recouvrant ainsi des éléments différents des nappes transylvaines, déjà mis en route à ce moment.

Il n'est pas inutile de rappeler qu'il y a aussi un autre modèle (Săndulescu, 1984) pour la mise en place des nappes transylvaines dans les monts Perşani (intra-aptiennes) par rapport à celles des monts Hăghimaş et Rarău (finialbiennes).

La nappe gétique dans la région de la courbure et sa complexité tectonique

Il n'y a pas d'unanimité entre les différents auteurs en ce qui concerne le correspondant de la nappe gétique dans la région de la courbure interne. Streckeisen (1934), qui distinguait les nappes supérieures dans les Carpathes Méridionales, a entammé le problème de la nappe gétique à l'est de l'Olt ; cet auteur n'envisageait pas la présence — en affleurement au moins — de la nappe gétique dans la région de la courbure. Băncilă (1958) raccordait le front de la nappe gétique avec un charriage supposé à la base des conglomérats de Bucegi ; il n'accorde pas d'importance aux nappes supérieures. Codarcea et al. (1967), en distinguant une nappe supragétique, limitent son contour d'érosion à la faille de Holbav et implicitement attribuent les terrains cristallino-mésozoïques situés à l'extérieur de celle-ci, à la nappe gétique. La nappe gétique est reconnue dans la région de la courbure par Săndulescu (1975 b, 1976), qui admet une digitation supérieure de celle-ci (digitation de Şinca). Le même auteur développe plus tard le schéma de Codarcea et al. (1967), en distinguant à l'est de l'Olt plusieurs nappes supragétiques, dont le front est marqué par la faille de Holbav, et la nappe gétique plus externe, avec des complications frontales (Săndulescu, 1980, 1984). Balintoni et al. (1986) proposent une solution contradictoire en acceptant la nappe gétique à l'extérieur de la faille de Holbav, mais en la rangeant également dans une nappe ultérieure qui aurait entrainé toute la zone cristallino-mésozoïque située à l'est de l'Olt et même la nappe de Ceahlău de la zone du flysch. Récemment Dimitrescu (1988) a présenté une note dans laquelle il n'y a pas de nappe gétique en affleurement dans la région de la courbure et la faille de Holbav est mise en doute en ce qui concerne l'importance de son déplacement horizontal.

Suivant la voie utilisée pour la corrélation des unités alpines des Carpathes, on constate que la série sédimentaire de Vînturariţa, qui apartient sans doute à la nappe gétique, est comparable jusque dans les détails avec celle de Dîmbovicioara (Boldur et al., 1968 ; Patrulius, 1969). On arrive ainsi à préciser que la série de Dîmbovicioara et son

Institutul Geologic al României

soubassement métamorphique préalpin appartiennent également à la nappe gétique. La continuité directe est masquée par les dépôts tertiaires du flanc nord de la „dépression gétique". Les différences qu'on peut constater dans la constitution des métamorphites des deux secteurs de la nappe ne sont pas essentielles : les nappes alpines de socle, engendrées par cissaillements, peuvent impliquer des formations (très) différentes du soubassement cristallin.

Au nord de la faille de Bran la nappe gétique peut être suivie dans le massif de Postăvaru et dans la région de Vulcan-Holbav (Săndulescu, 1976, 1980, 1984). Là les successions sédimentaires sont plus amples comprenant des dépôts éojurassiques et triasiques qui ne sont pas connus dans le bassin de Dîmbovicioara, au sud de la faille de Bran. Cette situation a déterminé Balintoni et al. (1986) d'envisager l'existence de deux unités superposées à rang de nappes (l'unité de Dîmbovicioara inférieure et l'unité de Brașov supérieure). La solution est pourtant bien plus simple : la faille de Bran dont le rejet vertical soulève le panneau sud a déterminé une érosion préjurassique moyenne qui a enlevé les formations triasiques et jurassiques ; la faille a pu fonctionner aussi pendant le Trias, déterminant ainsi une sédimentation plus réduite sur le panneau sud, qui a été plus facilement enlevé par l'érosion.

Il faut tout de même admettre que la structure de la nappe gétique dans la région de la courbure est plus complexe que plus à l'ouest. L'existence de l'unité de Holbav (Săndulescu, 1976) qui affleure dans une fenêtre d'au-dessous l'unité de Brașov souligne cette conclusion. Les complications tectoniques sont encore plus grandes en envisageant les données obtenues par certains forages executés au nord et nord-ouest de Brașov (Bartolomeu). Là une succession sédimentaire à caractères intermédiaires entre l'unité de Brașov et l'unité de Holbav (calcaires de type Guttenstein au Trias, faciès de Gresten à passées volcano-sédimentaires au Jurassique inférieur) a été rencontrée. On arrive ainsi à considérer qu'une écaille indépendante — l'écaille de Bartolomeu — est située entre les deux unités mentionnées. Sur l'existence de l'unité de Holbav au-dessous l'unité de Brașov-Dîmbovicioara (sensu Săndulescu, 1976) plaident également les données obtenues par les recherches géophysiques (méthode des courants magnéto-téluriques — D. Stănică, données inédites), qui ont mis en évidence une discontinuité électrique correspondant à une séquence sédimentaire située entre deux paquets de formations métamorphiques, dont celui supérieur affleure dans la zone de Dîmbovicioara.

On peut donc conclure que dans la région de la courbure :

— la nappe gétique affleure à l'est et sud-est de la faille de Holbav groupant les unités de Brașov-Dîmbovicioara et de Holbav (sensu Săndulescu, 1976) et aussi une écaille intermédiaire par rapport à celles-ci (l'écaille de Bartolomeu) ;

— la structure de la nappe gétique est plus complexe en se rapportant à d'autres secteurs des Carpathes Méridionales ; cette situation s'expliquerait par le passage le long de l'arc des Dacides médianes aux caractères spécifiques des nappes infrabucoviniennes connues dans les

Institutul Geologic al României

Carpathes Orientales (Săndulescu, 1975 a, 1984) avec lesquelles est corrélable le domaine gétique (Săndulescu, 1976).

Entre les deux unités tectoniques superposées, appartenant au domaine gétique de la courbure, il y a des différences spécifiques lithofaciales. Ainsi, au niveau du Lias dans l'unité inférieure (Holbav) est développée une formation volcano-sédimentaire alcaline (Săndulescu et al., 1986) qui manque dans l'unité supérieure (Braşov) où seulement quelques intrusions alcalines sont connues (Cristian, Braşov-Dealul Melcilor, Baciu). Un caractère spécifique de l'unité de Holbav est le développement d'une brèche calcaire d'âge néocomien constituée par des blocs et fragments de calcaires, surtout néojurassiques, et dont la matrice est représentée par des marnes (du type marnes de Braşov) ; ces brèches reposent par endroits directement sur les formations médio-jurassiques.

Les unités gétiques buttent vers le nord sur la faille de Dealu Mare (Săndulescu, 1965, 1975 b) qui représente l'extrémité orientale de la grande fracture sud-transylvaine (Săndulescu, 1980). Au nord de celle-ci les dépôts post-tectogénétiques du couloir de Vlădeni cachent les unités des Dacides médianes qui affleurent à nouveau dans les monts Perşani mais avec la nappe la plus haute (nappe bucovinienne) supérieure aux unités gétiques.

Les écailles situées au front de la faille de Holbav, leur constitution et leur provenance

Deux écailles importantes sont situées dans le front de la faille de Holbav et donc des nappes supragétiques : l'écaille de Măgura Codlei et l'écaille de Poiana Mărului (Săndulescu, 1976).

L'écaille de Măgura Codlei est constituée de formations métamorphiques (rencontrées dans les forages seulement) et de dépôts jurassique inférieurs peu épais (40 m), moyens et supérieurs (à calcaires de Stramberg bien développés). L'écaille de Poiana Mărului est constituée de formations métamorphiques surmontées par endroits par des dépôts permiens et triasiques dont le lithofaciès diffère (Săndulescu, 1976) de ceux connus dans l'unité de Braşov. Les métamorphites des deux écailles sont du type des gneiss de Holbav, différent des métamorphites des unités de Braşov et de Holbav, qui sont de type Leaota.

Par leur position, ces deux écailles peuvent être considérées deux grands lambeaux de rabotage transportés par les nappes supragétiques. Le fait qu'elles surmontent à la fois l'unité de Braşov et celle de Holbav soutient leur caractère épiglytique.

Pour l'écaille de Măgura Codlei il faut envisager l'origine dans la partie interne, actuellement recouverte tectoniquement par les charriages supragétiques, de l'unité de Braşov, avec laquelle elle a des affinités lithofaciales. L'écaille de Poiana Mărului doit avoir une origine encore plus interne en tenant compte des caractères lithologiques des formations triasiques ; celles-ci, bien qu'apparentées à celles de la nappe de Braşov, ont des traits spécifiques (grès calcaires bitumineux associés aux calcaires et dolomies bitumineux). En même temps, elles sont bien différentes des lithofaciès du Trias connus dans les nappes supragétiques

Institutul Geologic al României

qui sont dolomitiques massifs et corrélable avec celui des nappes bucovinienne et sub-bucovinienne des Carpathes Orientales. Les faciès du Trias de l'unité de Brașov et de l'écaille de Poiana Mărului sont semblables à ceux qui caractérisent les nappes infrabucoviniennes.

La présence des écailles de Măgura Codlei et de Poiana Mărului au front des nappes supragétiques, leur provenance des zones internes actuellement recouvertes par charriage, montrent l'ampleur du transport horizontal des nappes supragétiques au cours des tectogenèses finicrétacées (les deux écailles chevauchent des formations néocrétacées). Il est évident que Balintoni et al. (1986), en ignorant l'importance et l'âge de ces deux écailles, sont arrivés à des conclusions erronées concernant l'ensemble des problèmes liés aux chevauchements supragétiques.

Les nappes supragétiques — constitution et corrélations

Nous avons considéré (Săndulescu, 1975 b, 1980, 1984) les nappes supragétiques dans le sens de Streckeisen et Codarcea, c'est-à-dire des unités tectoniquement supérieures à la nappe gétique et provenant d'une aire plus interne que le domaine gétique. De ce point de vue il est utile de considérer que le domaine supragétique aussi est caractérisé par des traits spécifiques, parmi lesquels l'existence des séries sédimentaires réduites et lacunaires du Mésozoïque est l'un des plus typiques.

Dans la région de la courbure interne, les nappes supragétiques se développent à l'intérieur de la faille de Holbav (et de son prolongement sud-ouest). On y peut distinguer au moins trois nappes (Săndulescu, 1976 ; Nedelcu, Anton, 1984 ; Săndulescu, 1984) : la nappe de Făgăraș, la nappe de Bîrsa Fierului et la nappe de Strîmba. Un quatrième plan de charriage situé à la base des granitoïdes de Bîrsa Fierului (Gheuca, in Heredea et al., 1980 ; Nedelcu, Anton, 1984) peut être considéré comme préalpin ou représentant une digitation de la nappe de Făgăraș (Săndulescu, 1984).

Un des problèmes concernant les nappes supragétiques de la partie orientale des monts Făgăraș se rapporte aux possibilités de leur corrélation, vers le nord, avec les nappes des Carpathes Orientales centrales. Les faciès des dépôts triasiques connus dans les nappes supragétiques sont identiques avec ceux des nappes bucovinienne et sub-bucovinienne (Săndulescu, 1976), situation logique, si on tient compte que le Trias des nappes infrabucoviniennes est corrélable avec celui du domaine gétique de la région de la courbure. Par sa position dans l'échafaudage des nappes supragétiques, la nappe de Făgăraș est corrélable avec la nappe sub-bucovinienne. La nappe de Strîmba a été corrélée (Săndulescu, 1976) avec celle bucovinienne. Reste à trouver un correspondant pour la nappe de Bîrsa Fierului. Elle peut être éventuellement corrélée avec une des digitations frontales de la nappe bucovinienne. En effet, à la partie frontale de la nappe bucovinienne des Carpathes Orientales ont été distinguées : d'abord la digitation de Sadova-Gîrbova (Săndulescu, 1973) et ensuite celle de Clifele (Săndulescu, 1981), caractérisées par des flyschs tithoniques-néocomiens surmontés par le wild-flysch éocrétacé bucovinien. Une unité semblable, l'unité de Vîrghiș

Institutul Geologic al României

(à flysch tithonique néocomien et une „olistostrome" barrémienne) a été distinguée dans les monts Perșani (Ștefănescu, Ștefănescu, 1981), également au front de la nappe bucovinienne. L'unité de Vîrghiș serait l'équivalent de la digitation de Clifele, externe par rapport à celle de Sadova-Gîrbova. Au sud de la faille de Dealu Mare on n'a plus de vestiges de formations de ce type, fait déterminé soit par l'érosion (antérieure et/ou postérieure aux charriages mésocrétacés), soit à la fermeture périclinale des sillons flysch du domaine bucovinien sur cette faille.

On peut donc accepter que les nappes de Bîrsa Fierului et de Strîmba appartiennent au domaine bucovinien dont les complications tectoniques frontales deviennent plus amples vers les Carpathes Méridionales.

La discontinuité tectonique mise en évidence dans la nappe de Făgăraș (Gheuca, in Heredea et al., 1980 ; Nedelcu, Anton, 1984) située „à la base" du granitoïde de Bîrsa Fierului n'ayant pas de formations sédimentaires au-dessous du plan de charriage peut être comparée avec les nappes intracutanées (Săndulescu, 1984) des Carpathes Orientales centrales, qui sont préalpines. Sa présence dans une nappe alpine qui est l'équivalent de la nappe sub-bucovinienne n'est qu'un argument supplémentaire pour les corrélations qu'ont vient de faire. D'ailleurs une discontinuité tectonique similaire (nappe intracutanée) est envisagée dans le domaine gétique également (Săndulescu, 1984), au-dessus de la série de Voinești, dans le cristallin de type Leaota.

L'âge des charriages crétacés de la courbure interne

Les charriages des nappes appartenant aux Dacides médianes de la courbure ont eu lieu pendant deux „phases" tectogénétiques : mésocrétacée et finicrétacée. L'existence d'une tectogenèse méditerranéenne (finituronienne) (Balintoni et al., 1986) n'a aucun support réel.

La tectogenèse mésocrétacée est responsable pour la plupart des charriages des Dacides médianes de la courbure, aussi bien que pour ceux des Carpathes Orientales. Elle est marquée par :

— la disposition discordante des conglomérats de Postăvaru (qui débutent au Vraconien) aussi bien sur l'unité de Holbav que sur celle de Brașov ;

— la disposition discordante des conglomérats de Bucegi (débutant à l'Albien ?) sur le front de la nappe gétique, cachetant son contact tectonique avec la nappe de Ceahlău (qui pourrait être encore plus ancien, les brèches de Raciu, aptien supérieures, étant supposées des dépôts post-nappe) ;

— la disposition discordante des conglomérats de Postăvaru sur les contours d'érosion des nappes de Bîrsa Fierului et de Strîmba.

En se rapportant au modèle établi pour les Carpathes Orientales centrales, la période tectogénétique mésocrétacée a eu plusieurs paroxismes : plus anciens pour les nappes plus externes et plus jeunes pour celles internes. Le modèle est vérifié dans la région de la courbure également, puisque le charriage gétique serait intra-aptien, tandis que les nappes supragétiques sont post-aptiennes et prévraconiennes, donc

Institutul Geologic al României

intra- ou finialbiennes. Le méchanisme de cette mise en place est par sous-charriages successifs de l'extérieur vers l'intérieur (Săndulescu, 1984). Ce modèle correspond également à la présence des klippes sédimentaires connues dans l'Aptien (supérieur) de la nappe de Ceahlău, sur le versant est du massif de Bucegi (Patrulius, 1969), dont l'origine se trouve dans le domaine gétique. Ces faits contredisent le modèle (Dimitrescu, 1987) suivant lequel le cristallin de Leaota et sa couverture sédimentaire appartiennent aux nappes supragétiques.

La tectogenèse finicrétacée, qui peut être considérée en grandes lignes celle laramienne (ou pour plus de précision une tectogenèse laramienne précoce) est indirectement datée dans la région de la courbure. Elle est responsable, au sud de la faille de Dealu Mare, du charriage de la nappe de Făgăraș le long de la faille de Holbav. L'importance de ce charriage est soulignée par la présence des écailles de Măgura Codlei et de Poiana Mărului, rabotées à son front et arrachées aux unités du domaine gétique. Cette coupure nette réalisée par le charriage finicrétacé le long de la faille de Holbav rend difficile à suivre le raisonnement de Balintoni et al. (1986) qui envisagent une seule grande nappe laramienne (nappe de Boia) qui grouperait les domaines gétiques et supragétiques (?!).

Dans le domaine gétique la tectogenèse finicrétacée a déterminé des rétrocharriages et des rétroplissements (Săndulescu, 1965) (massifs de Postăvaru et de Runcu) contemporains ou pénécontemporains avec le charriage de Holbav et avec celui de la nappe de Ceahlău.

Les corrélations qu'on peut faire du charriage finicrétacé de la nappe de Făgăraș vont seulement vers le sud-ouest et l'ouest. En effet, au nord de la faille de Dealu Mare les tectogenèses finicrétacées n'ont pas engendré de charriages mais seulement des rétrochevauchements et rétroplissements. Des charriages intrasénoniens sont connus le long de la vallée de l'Olt (Gheuca, in Ștefănescu et al., 1983 ; Hann, Szász, 1984). Il n'est pas évident qu'ils se raccordent — par dessous les molasses paléogènes — avec celui marqué par la faille de Holbav, bien que cette hypothèse ne soit pas à rejeter a priori.

La faille de Dealu Mare — son rôle pré-, sin- et post-tectogénétique

La faille de Dealu Mare est située à l'extrémité orientale d'un faisceau étroit de fractures profondes (crustales) là (ou les) fracture(s) sud-transylvaine(s) (Săndulescu, 1980, 1984). Les plus récents rejets de la faille de Dealu Mare sont tertiaires (affaissements du panneau situé au nord) mais elle a été activée à plusieurs moments même avant les compressions tectogénétiques alpines.

Il y a des indices pour considérer que la faille de Dealu Mare existait dès le Jurassique inférieur, à savoir :

— l'existence des seuils élevés orientés est-ouest, donc parallèles à la faille, reconnus (Săndulescu, 1964) dans la nappe de Brașov ;

— la distribution des magmatites alcalines jurassiques qui constituent un sorte d'essaim, allongé est-ouest au sud de la faille et qu'on trouve dans le domaine gétique aussi bien que dans celui supragétique.

Institutul Geologic al României

Le magmatisme alcalin de Ţara Bîrsei a été lié aux processus de riftogenèse qui ont engendré le rift intracontinental des Dacides externes (mégasillon dacique externe) (Săndulescu, 1983 ; Săndulescu et al., 1986). Ainsi la faille de Dealu Mare était connexe à ce rift et d'une direction perpendiculaire, peut être même le traversant (**fig. 3**). L'unité

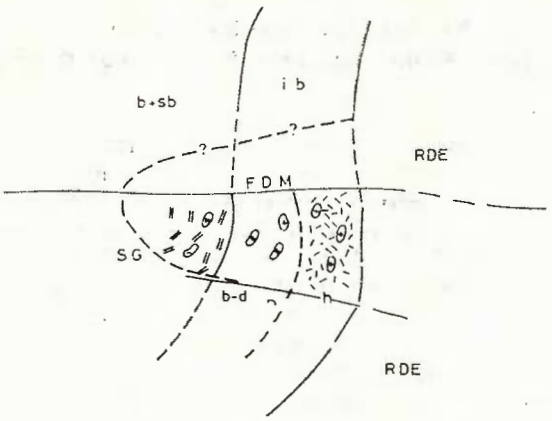


Fig. 3 — La distribution palinspastique des magmatites alcalins de Ţara Bîrsei par rapport aux unités des Dacides médianes et à la faille de Dealu Mare.
FDM, faille de Dealu Mare ; SG, domaine supragétique (complexe filonien et intrusions) ; DG, domaine gétique ; b-d. unité de Braşov-Dîmbovicioara (intrusions) ; h, unité de Holbav (formation volcano-sédimentaire et filons) ; b+sb, bucovinien et sub-bucovinien ; ib, infrabucovinien; RDE, rift des dacides externes.

la plus proche du rift était celle de Holbav, situation marquée par le développement le plus complexe du magmatisme alcalin (formation volcano-sédimentaire traversée d'intrusions — Săndulescu et al., 1986). Dans les unités plus internes (Braşov, Făgăraş) il n'y a que des magmatites alcalines intrusives (filoniennes et petits massifs, avec des caractères spécifiques d'une unité à l'autre). L'argument utilisé par Dimitrescu (1988), que l'existence des magmatites alcalines d'un part et de l'autre de la faille de Holbav diminue l'importance de celle-ci, est contestable tenant compte d'un part des différences spécifiques reconnues dans chaque unité et d'autre part du fait que la distribution des magmatites dans une bande orientée est-ouest est liée aussi à la faille de Dealu Mare et à son caractère transcrustal.

La faille de Dealu Mare n'est pas un élément singulier dans l'image rétrotectonique de la courbure interne. La faille de Bran, située plus au sud, orientée également ONO-ESE a aussi joué un rôle au moment du Jurassique (déterminant probablement l'absence des dépôts triasiques et liasiques dans le compartiment sud, de Dîmbovicioara).

Il est difficile de mésurer le rôle que la faille de Dealu Mare ait joué pendant les charriages mésocrétacés, mais son rôle lors des char-

Institutul Geologic al României

riages finicrétacés est très net : elle les a dirigés et limités vers le nord. A cette occasion elle a eu un caractère de translation senestre.

Pendant la période post-tectogénétique, tertiaire, la faille de Dealu Mare, aussi bien que celle de Bran, a favorisé surtout des déplacements verticaux, avec soulèvements au sud et affaissements au nord.

Le rift des Dacides externes, sa configuration et son évolution dans la région de la courbure

Le rift des Dacides externes est situé à l'intérieur de la marge continentale européenne reconnue dans les Carpathes (Săndulescu, 1980, 1983). De ce rift, à structure complexe, qui a logé une sédimentation de type flysch au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, proviennent les nappes daciques externes aussi bien dans les Carpathes Orientales (nappe du Flysch Noir, nappe de Ceahlău et nappe de Baraolt), que dans les Carpathes Méridionales (nappe de Severin). Il était comparable à l'actuelle zone des rifts Afar-Mer Rouge surtout en ce qui concerne le changement, le long de la direction, de la nature de sa croûte : d'une croûte amincie à un croûte à affinité océanique (fig. 4). Ces bordures sont constituées d'un part (interne par rapport

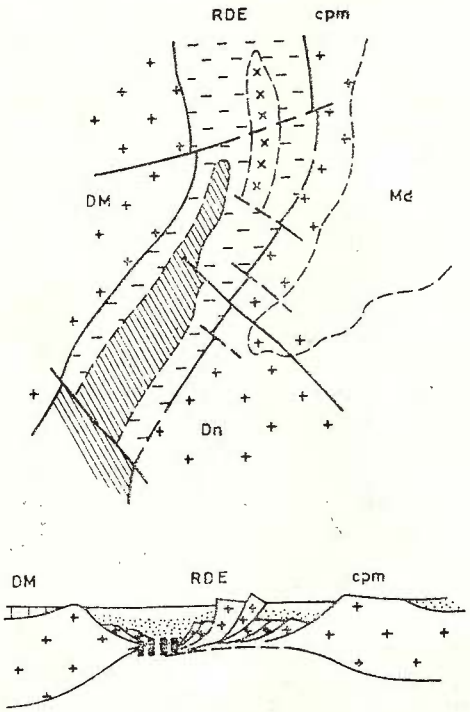


Fig. 4 — Configuration du rift des Dacides externes dans la région de la courbure.
DM, Dacides médianes; RDE, rift des Dacides externes ; Md, Moldavides ; Dn, Danubien ; croix, croûte continentale ; lignes intérompus, croûte océanique ; points (sur la coupe), formation de flysch.

à la chaîne actuelle des Carpathes) par le domaine continental des Dacides médianes et d'autre part (externe dans le même sens) par la cordillère (ou haut fond) continentale périmoldavienne (Săndulescu, 1983, 1984).

Institutul Geologic al României

Dans la région de la courbure ou, dans le sens rétrotectonique, de la protocourbure, la configuration et l'évolution de ce rift semblent avoir été dirigées par deux fractures transversales : la faille de Dealu Mare et la faille intramœsienne. La première était située sur son bord interne le traversant éventuellement, la seconde se développait sur son bord externe se prolongeant loin dans l'avant pays. Il est difficile, faute de données, de préciser si le passage de la croûte amincie à la croûte à affinité océanique avait lieu dans le secteur situé entre ces deux failles ou bien au delà (vers le Severin) de la faille intramœsienne. Même si dans la région de la protocourbure la croûte océanique apparaissent dans certains endroits, il y avait encore des blocs continentaux basculés (par le rifting), qui fournissaient du matériel arénitique. Ceux-ci n'avaient pas une position „danubienne" comme le suppose Ștefănescu (1983), mais représentaient des complications du rift (mégasillon) dacique externe ; le domaine danubien (en tant qu'unité paléogéographique et de sédimentation alpine) s'arrêtait sur la faille intramœsienne, en n'arrivant pas dans la région de la courbure.

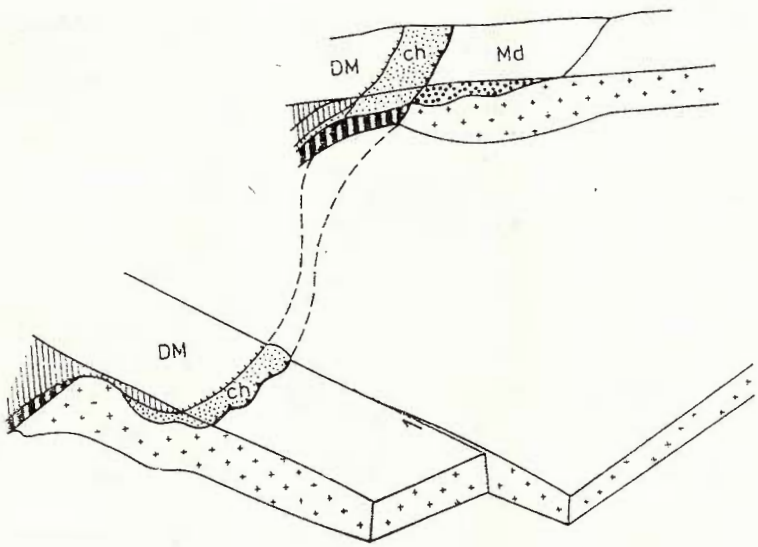


Fig. 5 — Le rôle de la faille intramœsienne dans la structure crétacée de la courbure.

DM, Dacides médianes ; ch, nappe de Ceahlău ; Md, Moldavides ; hachurées fins, croûte continentale charriée ; hachurées gras, croûte océanique ou amincie ; croix, croûte continentale sous-charriée.

Lors des serrages crétacés, la faille intramœsienne a dirigé d'une manière différente les sous-charriages des deux panneaux qu'elle limitait (fig. 5) : celui valaque (à l'ouest de la faille) a avancé plus que celui dobrogéen (à l'est de la faille), fait qui explique :

— le „blocage" tertiaire du premier sur la suture des Dacides externes et l'absence des nappes moldavidiennes dans les Carpathes Méridionales ;

Institutul Geologic al României

— l'absence des déformations crétacées dans les Moldavides (qui se sont moins „enfoncées") et la possibilité des sous-charriages miocènes qui ont engendré les nappes moldavidiennes et les consommations des socles du rift qui ont engendré le volcanisme néogène (qui manque dans les Carpathes Méridionales).

Le sous-charriage différentiel d'un côté et de l'autre de la faille intramœsienne suppose une consommation crétacée différente de la croûte du rift dacique externe, vraisemblablement très réduite ou inexistante dans les Carpathes Orientales.

Le caractère dextre des translations de sous-charriage le long de la faille intramœsienne lors des serrages crétacés s'est combiné avec les translations senestres de charriage de la faille de Dealu Mare.

Conclusions

L'analyse de principaux problèmes tectoniques que la courbure interne des Carpathes roumaines soulève en ce moment permet de souligner quelques conclusions :

1) La nappe gétique (le domaine gétique) affleure dans la région de la courbure à l'extérieur de la faille de Holbav. Elle a une structure plus complexe que dans les Carpathes Méridionales marquant son passage au style tectonique caractérisant les nappes centrales est-carpathiques. Le domaine gétique correspond aux nappes infrabucoviniennes; les faciès du Trias sont les mêmes.

2) Les nappes supragétiques sont développées à l'ouest de la faille de Holbav. A leur front sont rabotées deux écailles (Măgura Codlei et Poiana Mărului) arrachées au domaine gétique, fait qui souligne l'ampleur du charriage finicrétacé de ces nappes. Les nappes supragétiques correspondent aux nappes bucovinienne et sub-bucovinienne des Carpathes Orientales centrales.

3) Les tectogenèses qui ont engendré la structure actuelle de la courbure sont celles mésocrétacée et finicrétacée (laramienne).

4) La faille de Dealu Mare, située à l'extrémité orientale des fractures sud-transylvaines, a eu un rôle actif avant, pendant et après les tectogenèses crétacées. Elle a dirigé les charriages finicrétacés par des translations senestres.

5) La configuration et l'évolution du rift des Dacides externes sont dirigées par les fractures intramœsienne et de Dealu Mare. La première a déterminé des sous-charriages différentiaux qui expliquent l'absence des nappes moldavidiennes vers l'ouest et la présence du volcanisme néogène dans les Carpathes Orientales.

BIBLIOGRAPHIE

Balintoni I., Hann H., Gheuca I., Nedelcu I., Dumitrașcu G., Gridan T. (1986) Considerations on a Preliminary Structural Model of the South Carpathians Crystalline East of the Olt River. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p. 23-44, București.

Institutul Geologic al României

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Edit. științifică. 367 p., 121 fig., București.

Boldur C., Iavorski M., Braboveanu D. (1968) Unele date noi privind stratigrafia Jurasicului din creasta Vînturarița. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV/1, p. 217-221, București.

Codarcea A., Lupu M., Codarcea-Dessila M., Lupu D. (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 12 ,2, p. 387-392, București.

Dimitrescu R. (1988) Eléments structuraux préalpins dans le massif cristallin de Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, p. 59-68, București.

Hann H., Szász L. (1984) Structura geologică a văii Oltului între Cîineni și Brezoi (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5. p. 23-37, București.

Heredea N., Rădulescu Fl., Cheuca I., Ardeleanu P. (1980) Rapport, archives Inst. Géol. Géophys., București.

Mutihac V., Bratu El. (1965) Fazies und Alter der Ablagerungen aus dem nordlichen Abschnitt des Ostkarpathischen Randmulde. Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII Congr., II, 2, Sofia.

Nedelcu I., Anton L. (1984) Tectonica regiunii izvoarelor văii Bîrsa (munții Făgăraș). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5, p. 83-96, București.

Patrulius D., Popa El., Popescu Il. (1966) Les séries mésozoïques et la nappe de décollement transylvaine dans les environs de Comana (monts Perșani). *An. Com. Geol.*, XXXV. p. 397-444, București.

— Ștefănescu M., Popa El., Popescu Il. (1968) Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. XXIII Int. Geol. Congr. Prag, Inst. Geol., București.

— (1968) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara. Edit. Acad. RSR, 321 p., 76 fig., București.

— Bleahu M., Popescu Il., Bordea S. (1971) The Triassic Formations of the Apuseni Mts and the East Carpathians Bend, 2nd Triassic Colloquium Carp.-Balk. Geol. Assoc., Guidebook to Excursion, Geol. Inst., București.

— Antonescu E., Baltreș A., Gheorghian D., Iordan M., Mirăuță El., Popescu Il., Tomescu C. (1976) Rapport, archives Inst. Géol. Géophys., București.

Peltz S., Popescu Il., Ștefănescu M., Patrulius D., Seghedi I., Țicleanu N., Mihăilă N., Peltz M., Ștefănescu M., Popescu A. (1983) Harta geologică a RSR, scara 1 : 500 000, foaia Băile Chirui, Inst. Geol. Geofiz.. București.

Săndulescu J. (1969) Contribuții micropaleontologice la cunoașterea Cretacicului din sinclinalul Hăghimaș. *D. S. Inst. Geol.*, p. 308-336, București.

Săndulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvaru-Runcu (Munții Brașovului). *An. Com. Geol.*, XXXIV/2, p. 381-432, București.

— (1965) La structure géologique de la zone cristallino-mésozoïque de la courbure des Carpathes. Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII Congr., I, p. 345-349, Sofia.

— (1975 a) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLV, 200 p., București.

— (1975 b) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVII, p. 299-358, Paris.

— (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*. LXII/5, p. 177-194, București.

Institutul Geologic al României

— (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 5-54, București.
— (1981) Nouvelles données sur les formations mésozoïques de la région de Tarnița-Ostra. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/5, p. 91-101, București.
— (1983) Le problème de la marge continentale européenne dans l'aréal carpatho-balkanique. *An. Inst. Geol. Feofiz.* (Trav. 12e Congr. AGCB), LX, p. 199-208, București.
— (1984) Geotectonica României. Edit. tehn., 336 p., 130 fig., București.
— Russo-Săndulescu D., Udrescu C., Medeșan Al. (1986) Position structurale, pétrologie et ambiance géotectonique des magmatites mésozoïques de Țara Bîrsei. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p. 197-222, București.
Streckeisen S. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI, p. 327-417, București.
Ștefănescu M., Hann H., Gheuca I., Ștefănescu M. (1983) Harta geologică a RSR, scara 1 : 50 000, foaia Titești, Inst. Geol. Geofiz., București.
— Ștefănescu M. (1981) Date geologice de detaliu privind sectorul dintre valea Covasău și Valea Vîrghișului și implicațiile regionale. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/5, p. 123-145, București.

PROBLEME TECTONICE ALE CURBURII INTERNE A CARPAȚILOR ROMÂNEȘTI

(Rezumat)

Lucrarea abordează cîteva dintre problemele mai importante care privesc principalele grupe de unități tectonice situate în zona de curbură, și anume : pînzele transilvane, pînzele dacidelor mediane și pînzele dacidelor externe.

1) *Pînzele transilvane din munții Perșani.* Este presupusă posibilitatea ca formațiunile apțiene superioare (conglomerate cu klippe de calcare tithonice și flișul cu orbitoline) să prezinte o unitate tectonică independentă aparținînd pînzelor transilvane.

2) *Pînza getică în regiunea de curbură.* Pe baza asemănărilor litofaciale între seriile sedimentare din zona Vînturarița și cele din Dîmbovicioara, precum și prin poziția externă în raport cu falia Holbavului, zona Leaota-Dîmbovicioara-Brașov este atribuită pînzei getice. În regiunea analizată aceasta prezintă o complexitate tectonică pronunțată, în cuprinsul ei putînd fi distinse două unități suprapuse : unitatea de Holbav (inferioară) și unitatea de Brașov-Dîmbovicioara (superioară). Prima aflorează într-o fereastră tectonică în regiunea Holbav și a fost urmărită și prin lucrări geofizice (seismice și magneto-telurice) pînă sub cristalinul Leaotei. Structura mai complexă a pînzei getice în zona de curbură s-ar putea datora faptului că aici, în lungul arcului carpatic, se trece de la o parte aparent mai simplă a acestei unități în sectorul Carpaților Meridionali la grupul pînzelor central-est-carpatice, din Carpații Orientali, domeniul getic fiind corelabil cu ansamblul pînzelor infrabucovinice.

Institutul Geologic al României

3) *Solzii situați în fruntea faliei Holbav.* Doi solzi (Măgura Codlei și Poiana Mărului) au fost antrenați în fruntea încălecării marcată de falia Holbavului. Ei provin din partea internă a unității de Brașov-Dîmbovicioara (aparțin deci domeniului getic) și au caracterul unor mari petice de rabotaj. Existența acestor doi solzi subliniază importanța încălecării în lungul faliei Holbav, ce reprezintă fruntea ansamblului pînzelor supragetice.

4) *Pînzele supragetice.* Ele sînt dezvoltate la interior de falia Holbavului. Se pot separa cel puțin trei pînze supragetice (de Făgăraș, de Bîrsa Fierului și de Strîmba). Cea de a patra, al cărei plan de șariaj este presupus la baza granitoidului de Bîrsa Fierului, ar putea fi prealpină sau ar putea fi o digitație a pînzei de Făgăraș. Pînza de Făgăraș este corelabilă cu pînza sub-bucovinică din Carpații Orientali. Pînza de Strîmba poate fi corelată cu pînza bucovinică, iar pînza de Bîrsa Fierului, cu una din digitațiile frontale ale acesteia.

5) *Vîrsta șariajelor cretacice ale curburii interne.* Se pot distinge două momente principale de tectogeneză în regiunea internă a curburii: mezocretacic și finicretacic. Tectogeneza mezocretacică a determinat punerea în loc a pînzelor transilvane, precum și prima deplasare a pînzei getice și a pînzelor supragetice. Tectogeneza finicretacică este responsabilă de șariajul pînzei getice împreună cu pînza de Ceahlău, situată la exterior, și de șariajul pînzei de Făgăraș (pînza supragetică inferioară).

6) *Falia Dealu Mare.* Această fractură adîncă a funcționat încă din Jurasicul inferior, odată cu începerea proceselor de riftogeneză ce au însoțit formarea riftului intracontinental al Dacidelor externe (pînza de Ceahlău, pînza de Baraolt etc.). Ea a dirijat, într-o fîșie orientată relativ est-vest, distribuția produselor magmatismului alcalin din Țara Bîrsei. Falia a fost activă și în timpul șariajelor finicretacice, cînd a limitat spre nord prelungirea acestora, avînd în acest caz un caracter de falie cu decroșare senestră. În perioada post-tectogenetică, terțiară, în lungul faliei s-au înregistrat mișcări mai ales cu caracter vertical.

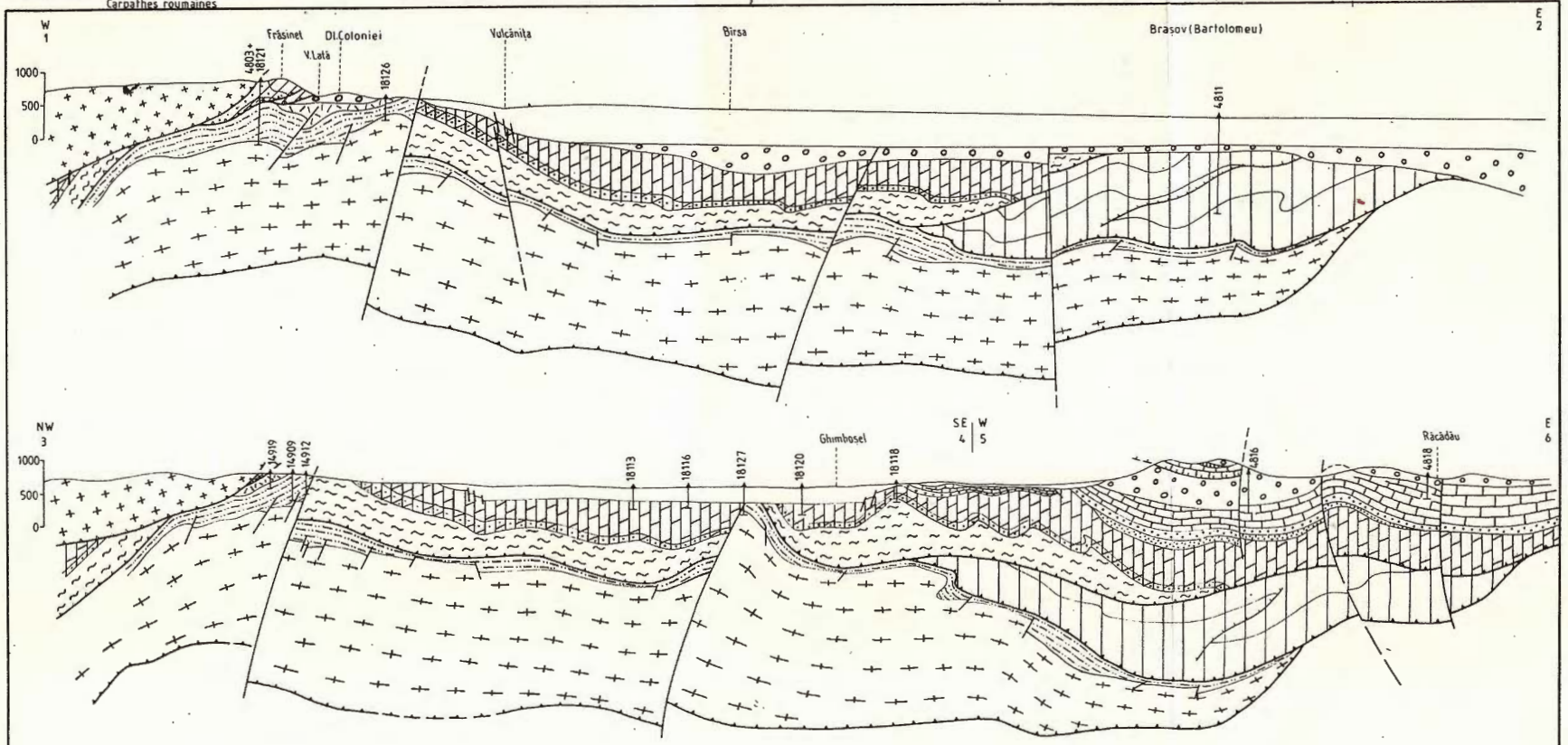
7) *Riftul Dacidelor externe.* În cuprinsul marginii continentale europene, riftul Dacidelor externe s-a dezvoltat similar cu modelul actual al riftului Afar-Marea Roșie. În regiunea de curbură, în lungul acestui rift al Dacidelor externe se face trecerea de la caracterul de scoarță subțiată la caracterul de scoarță oceanică.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU : Tectonique de la courbure interne de Carpathes roumaines

COUPES GÉOLOGIQUES GÉNÉRALES À TRAVERS ŢARA BÎRSEI



L É G E N D E

- QUATERNAIRE — Dépression de Bîrsa
- CÉNOMANIEN – VRACONIEN — Couverture post mésocrétacée

Unité de Braşov

- APTIEN INF. – HAUTERIVIEN — Marnes de Braşov
- TITHONIQUE – CALLOVIEN — Calcaires de type Stramberg; Couches à jaspes
- JURASSIQUE MOYEN — Grès quartzitiques, marnes à B. buchi
- JURASSIQUE INF. — Grès micacé, grès spathiques; Formation à charbon
- ANISIEN – WERFÉNIEN — Calcaires de type Guttenstein; Grès
- PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR — Formations métamorphiques (cristallin de type Leaota)

Subunité de Bartolomeu

- JURASSIQUE INF. (+MOYEN? +SUP?) — Formation à charbons, roches éruptives (grès? calcaires bréchiques?)
- ANISIEN — Calcaires de type Guttenstein

Écaille de Măgura Codlei

- TITHONIQUE – CALLOVIEN — Calcaires de type Stramberg; Couches à jaspes
- JURASSIQUE INF. + MOYEN — Grès calcaires quartzitiques; Argiles, silts schistes charbonneux
- PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR — Formations métamorphiques

Unité de Holbav

- BARRÉMIEN – JURASSIQUE MOYEN — Calcaires et marnes bréchiques (calcaires de type Stramberg); Marnes à B. buchi, grès quartzitiques
- JURASSIQUE INF. — Formations à charbons, formation volcano-sédimentaire
- PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR — Formations métamorphiques (cristallin de type Leaota)

Nappes supragétiques

- PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR — Formations métamorphiques

- Nappe de charriage mésocrétacée
- Nappe de charriage mésocrétacée reprise dans le Laramien
- Faille renversée
- Failles verticales et subverticales
- Limites géologiques

0 1 2 Km

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ Dări de seama vol. 72-73/5

Imprim. atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. 72—73/5 (1985 ; 1986), 1988, pag. 301—302

BOOK REVIEW

HOWARD R. GORDON, ANDRÉ Y. MOREL: *Remote Assessment of Ocean Colour for Interpretation of Satellite Visible Imagery.* Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1983, 114 p.

Remote sensing, considered nowadays an assemblage of techniques and technologies which investigate aloof the Earth, other planets, as well as outer space, had an ascending evolution using recent innovations within the field of air and space platforms, information recording sensors in various bands of electromagnetic spectrum, means of transmiting data at long distance and especially their processing and automatic interpretation.

Therefore, under conditions of continuous improving technologies and work methods and of prospecting new application fields, superior reevaluation of remote sensing data is possible only by means of vast problems tackling by a high specialized staff, who may benefit by an adequate technical and material endowment.

Within this context the book written and issued by H. R. Gordon and A. Y. Morel in the famous Springer-Verlag Publishing House constitutes a very precious and useful guidebook for those who carry on their activity within the field of oceanography generally and optical oceanography especially. Starting from the results of their own researches corroborated with those obtained consulting a rich up-to-date, representative bibliographic material, which certify the strong connexion between the oceans colour and the chlorophyll presence (or more generally pigments presence) which is contained by the phytoplankton within their waters, this book presented by the authors, with a high, scientific level, judiciously proportioned and well exemplified, allow those who are interested in the complex and difficult problems regarding the possibilities and limitations of using satellite and air colour imagery achieved in different bands of visible, near and thermal infrared ranges of electromagnetic spectrum to determine the concentration of various oceanic components (phytoplankton, detrital material, etc.) close to their surface.

A special attention is paid to the physical and mathematical basis of the problems to the knowleldge and possibilities of removing disturbing athmospheric influences as well as to the elaboration of necessary algorhythms in order to determine, in various cases, the concentration of oceanic water components, all applying in the multispectral imagery obtained by means of colour scanning system — CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) achieved by NASA for various aqueous zone of the planetary ocean.

Institutul Geologic al României

At the same time, the paper gives some important information regarding both the scanner used to obtain multispectral imagery and the concerning future tendencies for colour remote sensing development to solve some problems within optical oceanography.

This volume, once more demonstrates the world-wide known fame of Springer-Verlag Publishing House which stands in permanent attention of the specialists from various fields of activity due to the subject tackled and the value of the issued works.

V. Vâjdea

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor

Coordonator științific : dr. M. SĂNDULESCU

Redactor : J. SANDU

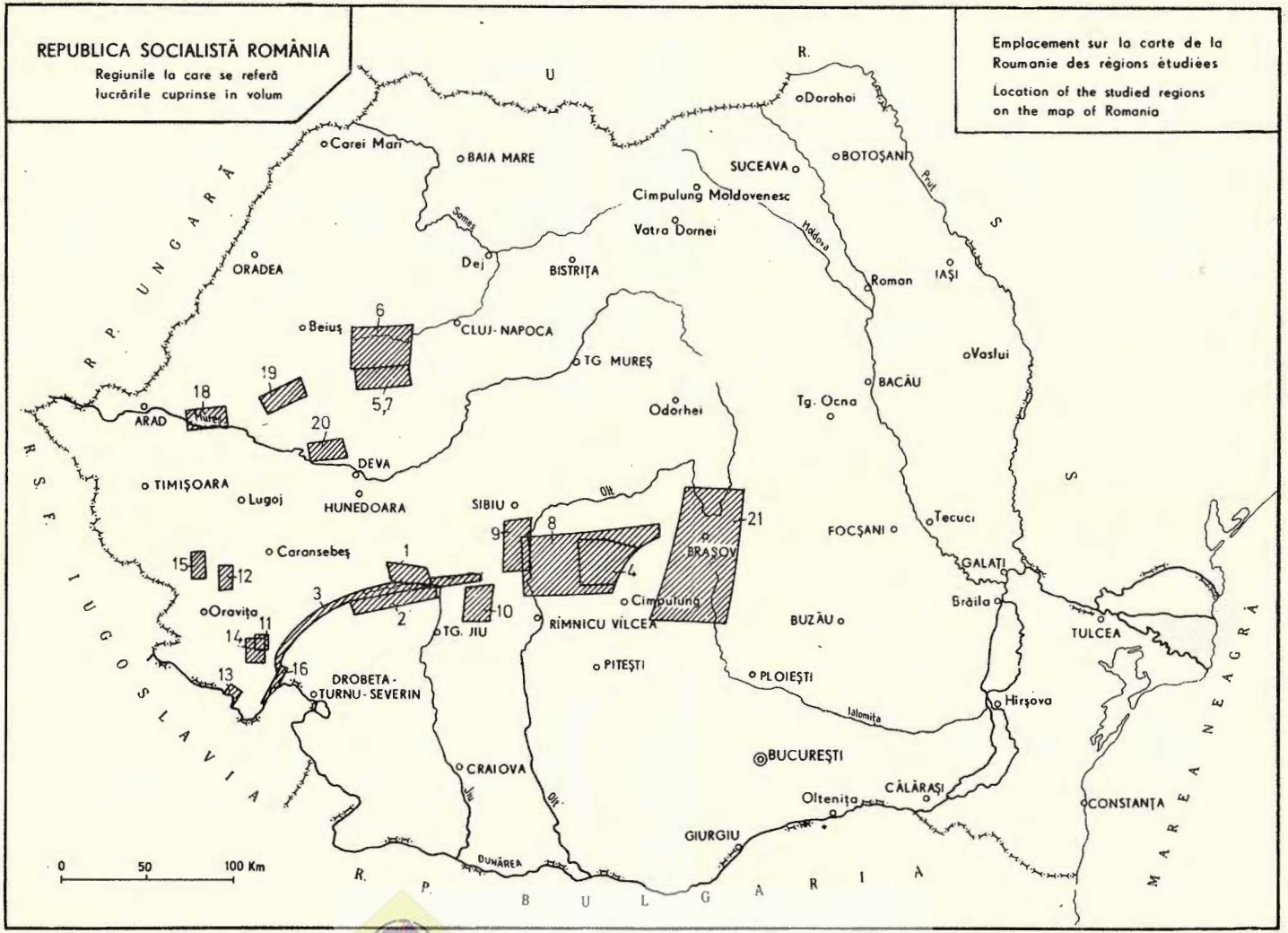
Traducători : R. CĂPITAN, A. BĂJENARU, R. LUPAN, R. NEGREA

Dat la cules : octombrie 1987. Bun de tipar : februarie 1988. Tiraj : 700 ex. Hîrtie scris IA 70×100/56 g : Coli de tipar : 19 Comanda : 369. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058)

Întreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu nr. 23—25, București — România

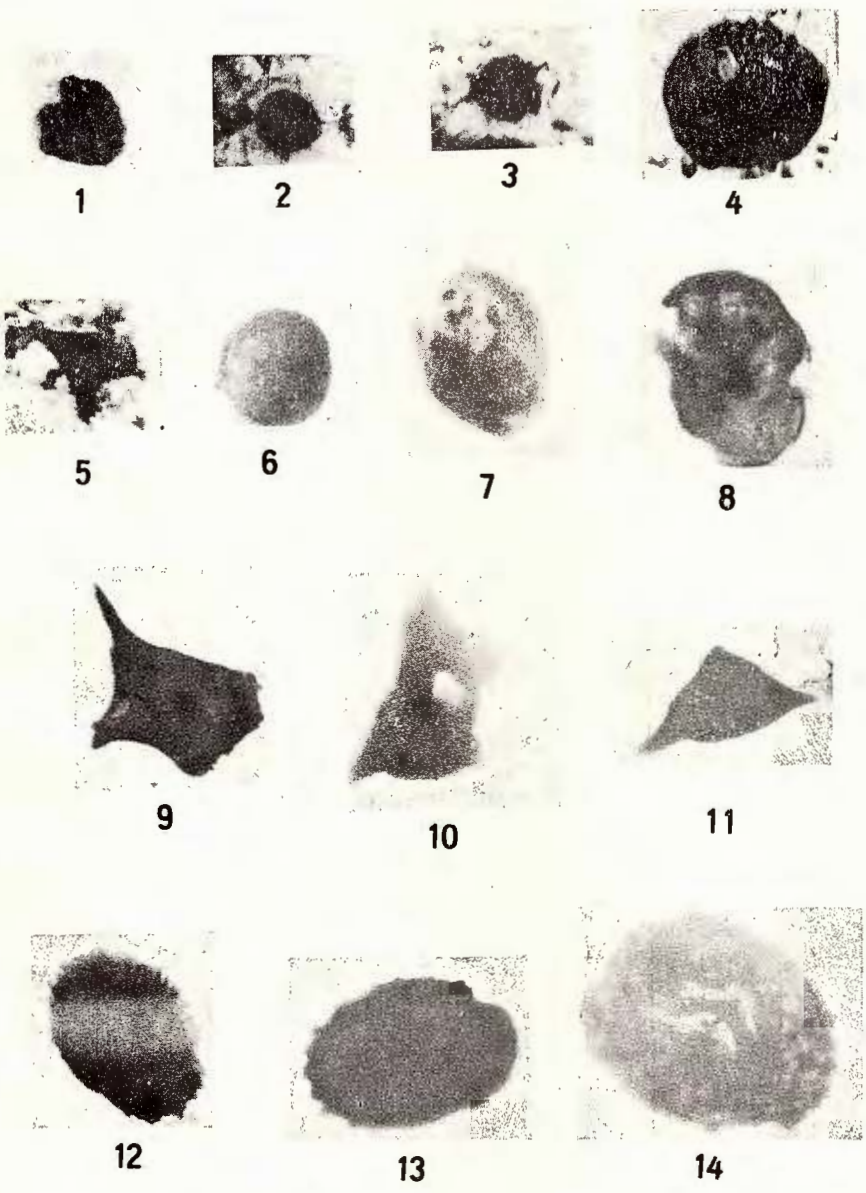
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

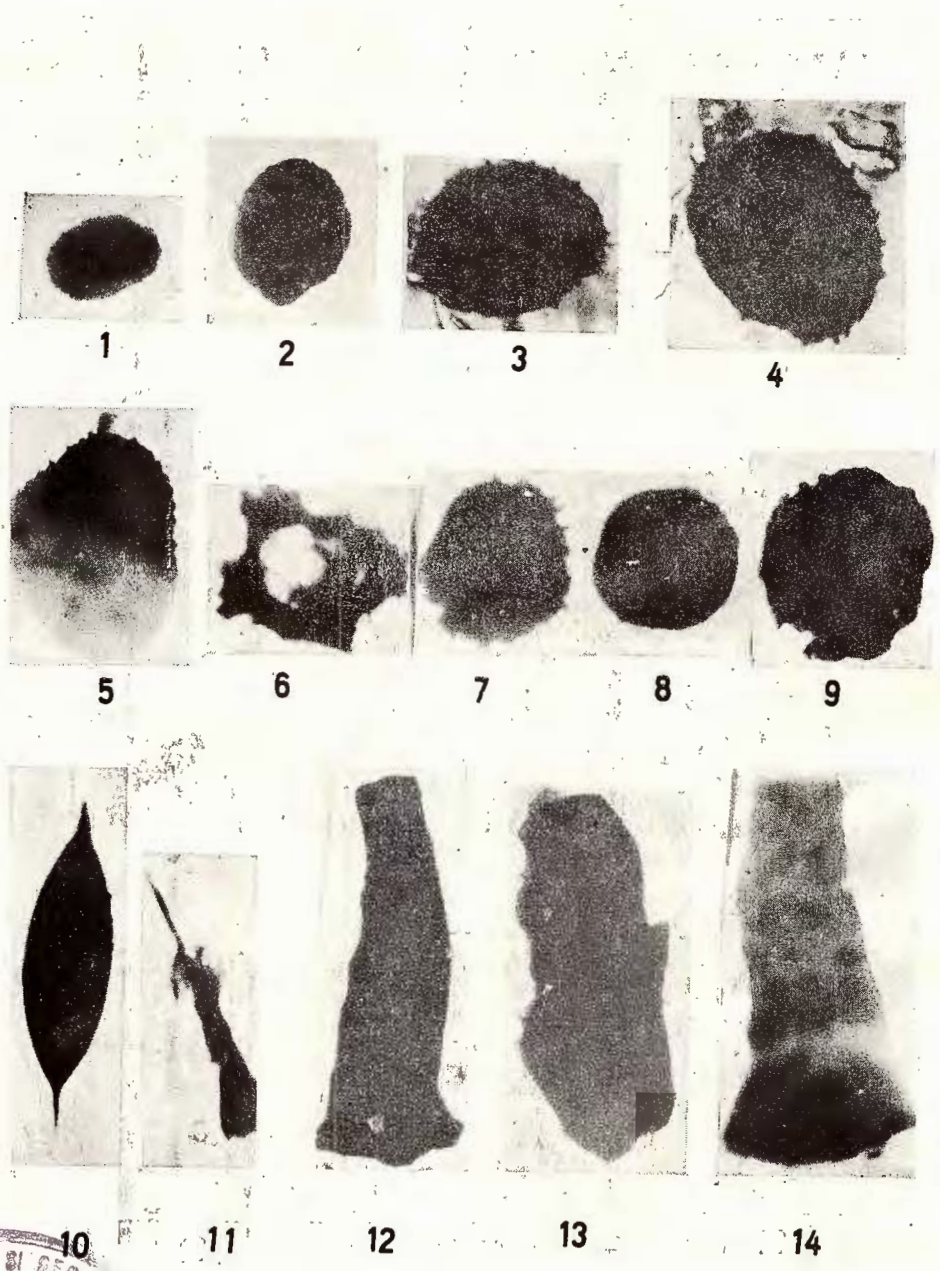


Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.



Institutul Geologic al României



BIBLIOTECA 144198

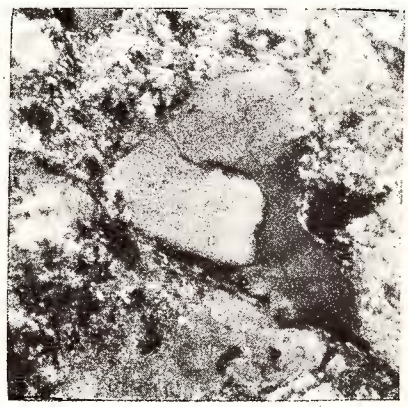
Institutul Geologic al României



1



2



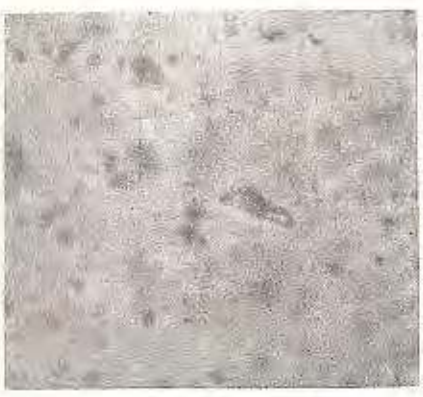
3



4



5



6

Institutul Geologic al României

1



2



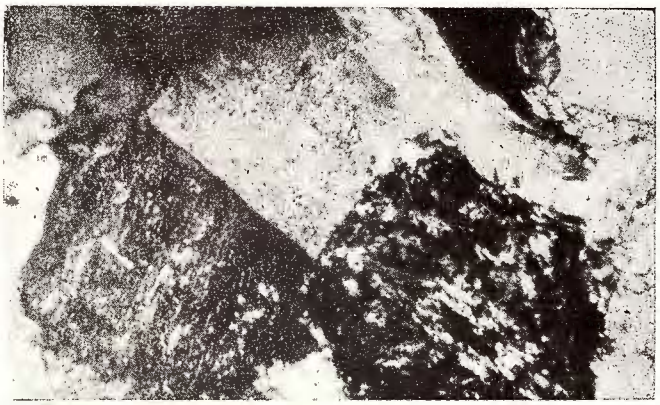
3



184198

Institutul Geologic al României

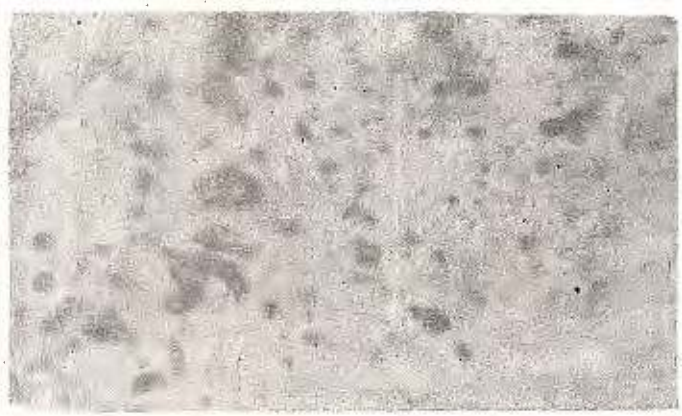
1





2

3



Institutul Geologic al României

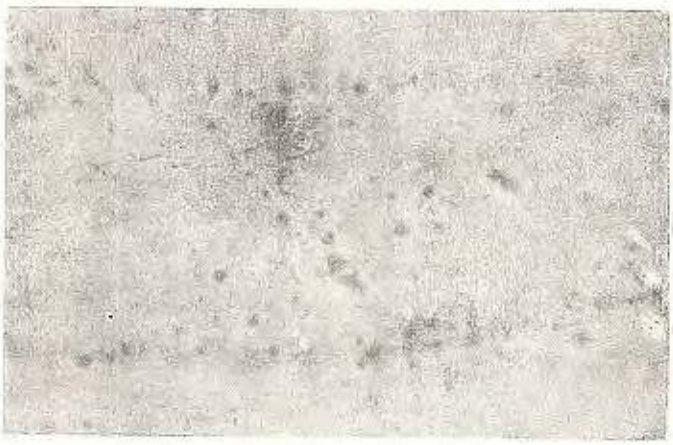
1



2

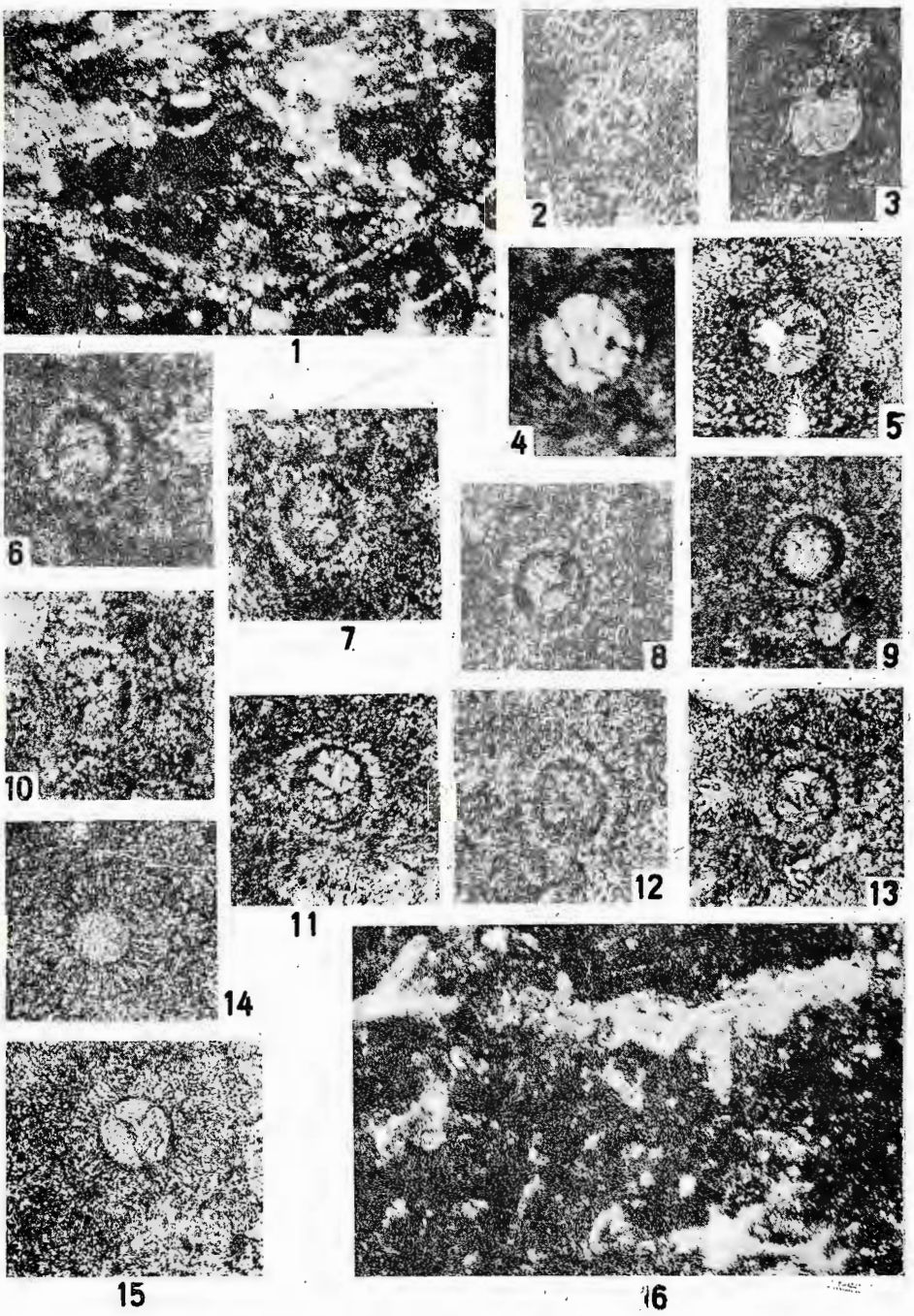


3

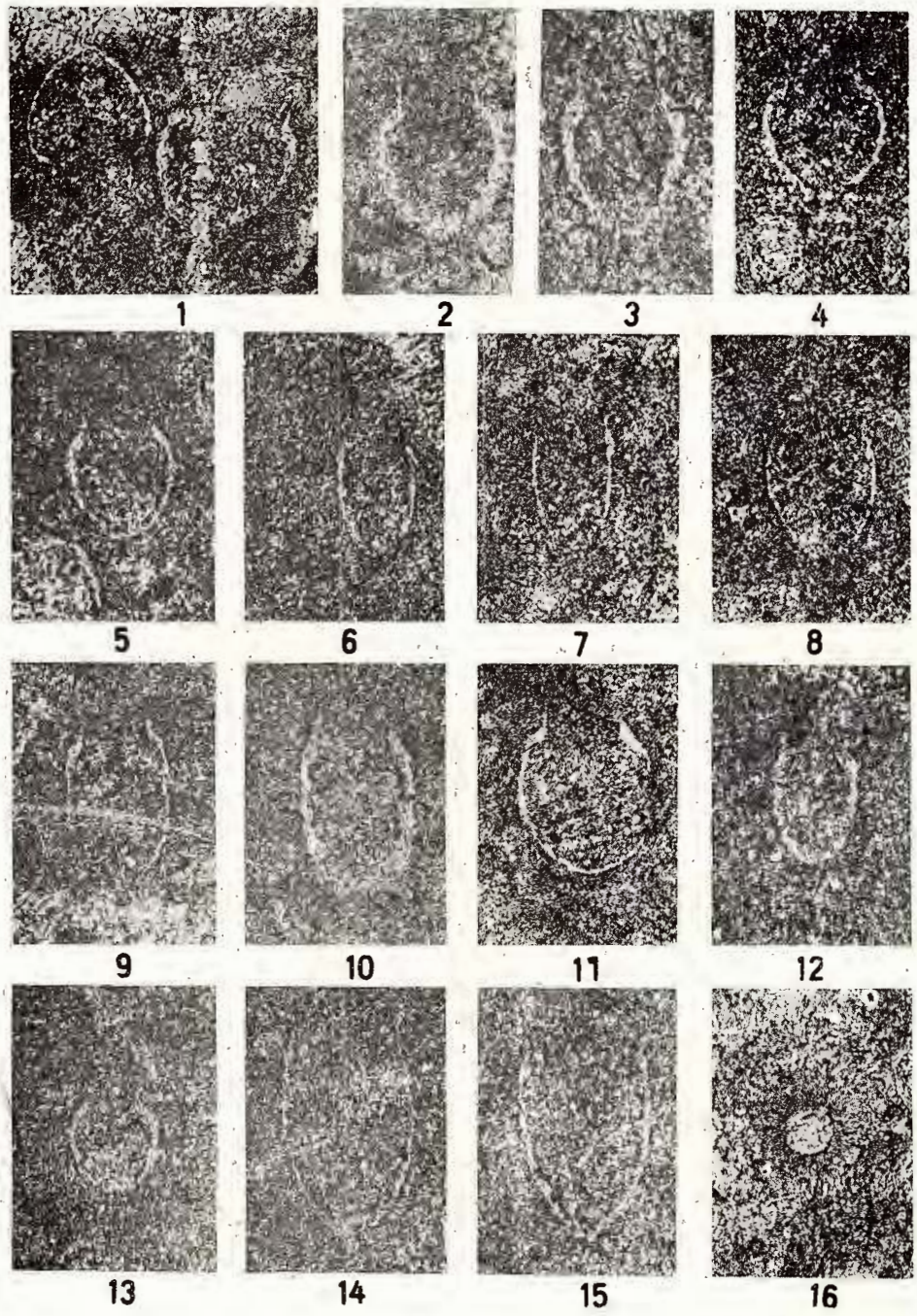


184198

Institutul Geologic al României

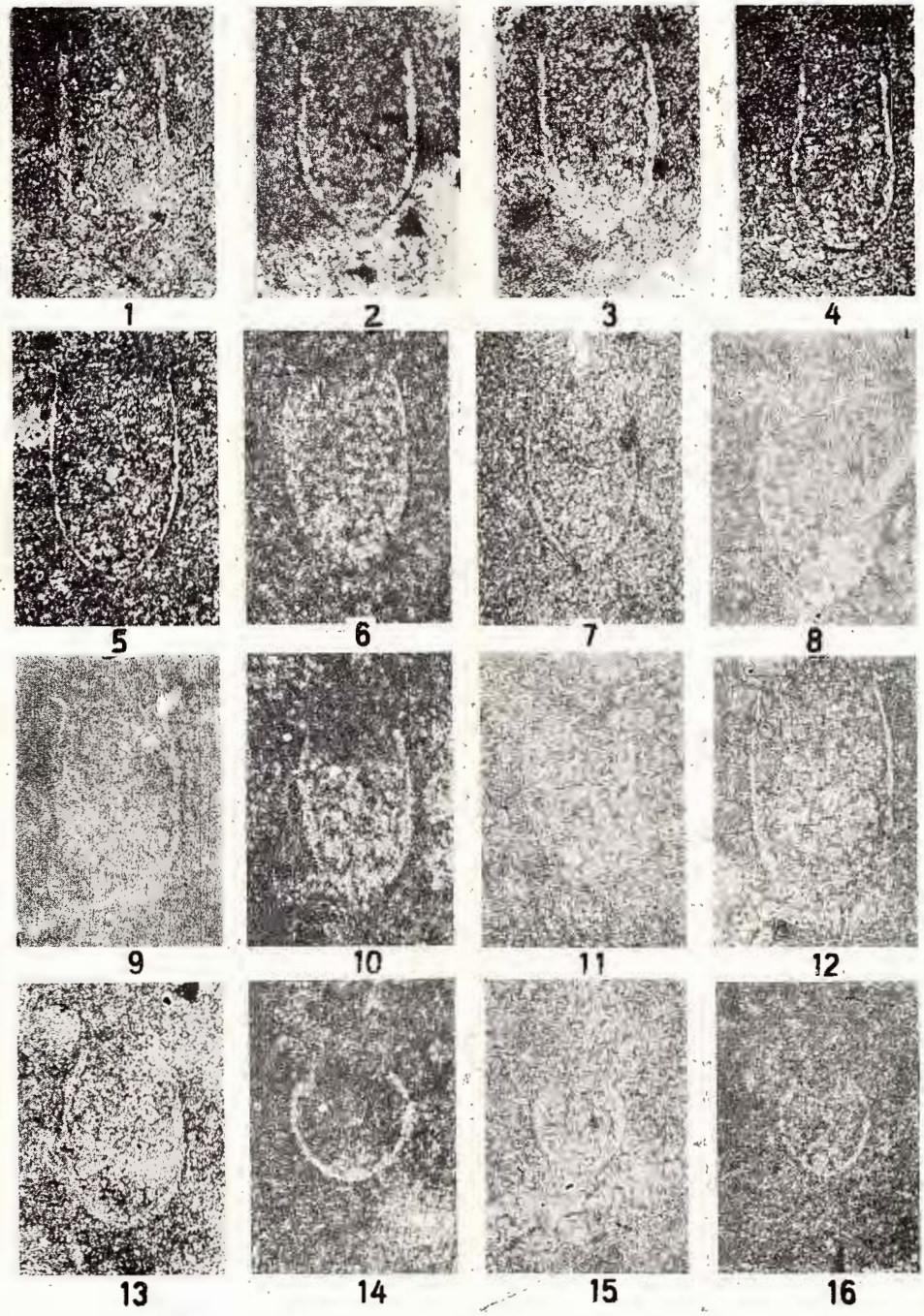


Institutul Geologic al României

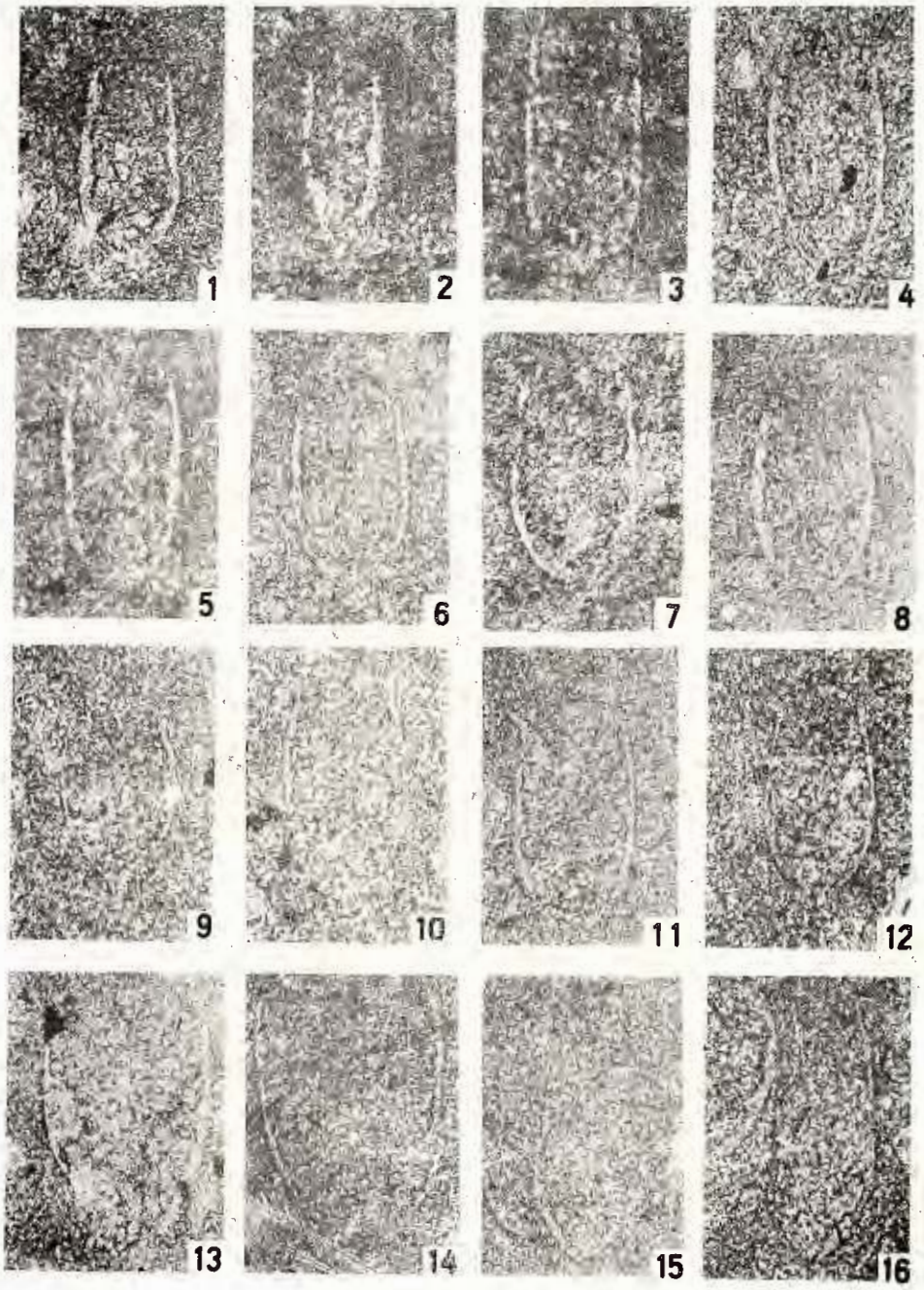


184198

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



144198
BIBLIOTECA
Institutul Geologic al României


1


2


3

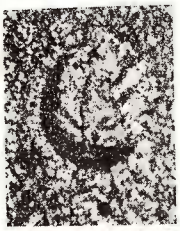

4


5


6


7


8


9


10


11


12


13

Institutul Geologic al României

184198

Institutul Geologic al României



1

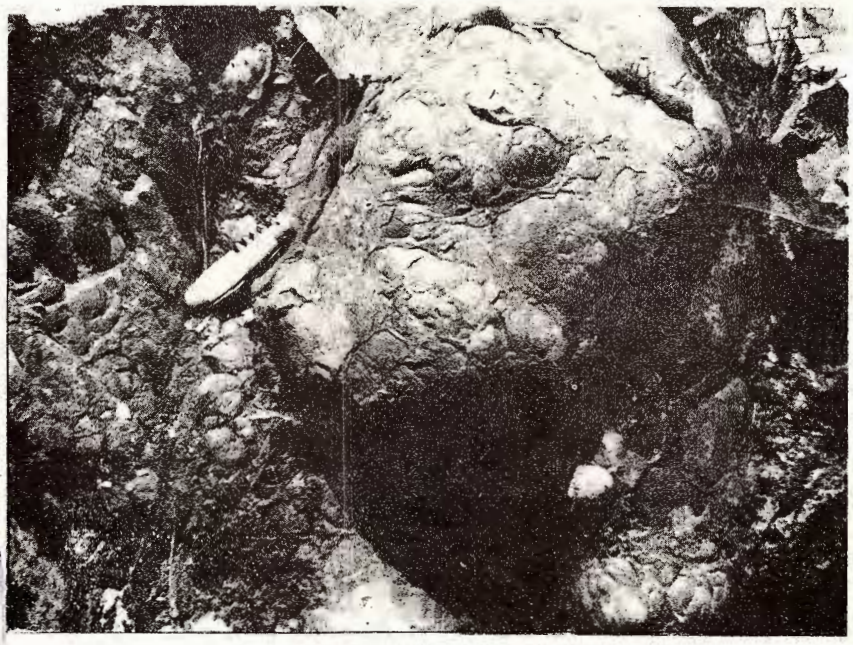


2

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

CIE DE GEOFIZICA
114198
BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions :

Institutul Geologic al României t. I – XXXVI (1910 – 1952)

Comitetul Geologic t. XXXVII – LII / 1 (1953 – 1966)

Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 – LV / 1 (1967 – 1969)

Institutul Geologic t. LV / 2 – LX (1970 – 1974)

Institutul de Geologie și Geofizică – à partir du tome LXI (1975)

Institutul Geologic al României

CUPRINS

		Pag.
T. BERZA et al.	UNITĂȚILE DANUBIENE DIN ESTUL MUNȚILOR RETEZAT	5
T. BERZA et al.	UNITĂȚILE STRUCTURALE DANUBIENE DIN NORDUL MUNȚILOR VÎLCAN	23
T. BERZA, A. DRĂGĂNESCU	CERNA - JIU FAULT SYSTEM	43
R. DIMITRESCU	STRUCTURES PRÉALPINES DU FĂGĂRAȘ	59
R. DIMITRESCU	LA NAPPE DE LUPȘA	69
R. DIMITRESCU	LA STRUCTURE DU CRISTALLIN „AUTOCHTONE" - GILĂU	75
R. DIMITRESCU	LA STRUCTURE DU CRISTALLIN DES MONTS BIHOR ET GILĂU	85
I. GHEUCA	FĂGĂRAȘ DE SUD - LITOSTRATIGRAFIE ȘI TECTONICĂ	93
H.P. HANN, I. BALINTONI	OLT VALLEY GEOLOGICAL STRUCTURE	119
H.P. HANN et al.	GETIC NAPPE STRUCTURE AND PETROGRAPHY - CĂPĂȚÎNA MTS	131
V. IANCU, A. VISARION	LOWER PALEOZOIC NIJUDIMU FORMATION	145
V. IANCU et al.	VARISCAN TECTONIC UNITS - GETIC DOMAIN	153
S. NĂSTĂSEANU et al.	ALPINE STRUCTURAL UNITS IN THE ALMAJ MTS	165
S. NĂSTĂSEANU et al.	UNITĂȚI STRUCTURALE ÎN VĂILE BELA RECA ȘI RÎUL RECE	171
V. POMÎRLEANU, E. NEGREA	FLUID INCLUSIONS IN UPPER PALEOZOIC SEDIMENTARY ROCKS - LIPAC	179
GR. POP	A NEW DANUBIAN TECTONIC UNIT	187
A. RUSU	OLIGOCENE EVENTS IN TRANSYLVANIA	207
H. SAVU	PRESENCE OF GROȘI UNIT IN HIGHIȘ MTS	225
H. SAVU et al.	OPHIOLITES FROM THE OCEANIC PALEORIDGE - MUREȘ ZONE	237
H. SAVU et al.	OPHIOLITES AND ISLAND ARC VOLCANICS - GLODGHILEȘTI - SĂLIȘTIOARA	259
M. SĂNDULESCU	TECTONIQUE DE LA COURBURE INTERNE DES CARPATHES ROUMAINES	283

Institutul Geologic al României