INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

B. I.G
13457

DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINŢELOR

VOL. LXVI
1979

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

BUCUREŞTI
1981

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ŞEDINŢELOR

VOL. LXVI
(1979)

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

BUCUREŞTI
1981

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page.

1. Antonescu F., Mitrea Gh., Popescu Al. Contributions à la connaissance de la stratigraphie et de la tectonique du Miocène de la zone de Vadu Izei-Bîrsana-Botiza (Maramureș) 20
2. Balintoni I. Nouvelles données sur la position structurale des métamorphites situés dans le bassin de la vallée de la Putna (Carpathes Orientales) 35
3. Balintoni I., Gheuca I. Problèmes structuraux de la vallée de la Bistrița entre les localités Dorna Arini et Zugreni (Carpathes Orientales) 48
4. Micu M. Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique du flysch externe du bassin de la Suceviţa 51
5. Mureşan M., Tănăsescu Lucia. La position en nappe de charriage des métamorphites de la série de Rebra (Précambrien supérieur) — arguments fournis par les forages de la zone de Mădăraș-Ciuc (Carpathes Orientales) 72
6. Peltz S., Ştefănescu M., Balla Z., Gheorghiu A. Nouvelles données sur la structure géologique de la région de Zebrac-Mermezeu (Stînceni, Monts Călimani de sud) 89
7. Săndulescu M. Nouvelles données sur les formations mésozoïque de la région de Tarniţa-Ostra (Carpathes Orientales) 91
8. Săndulescu M., Săndulescu-Russo Doina. The Ophiolites from the Rarău and Hăghimaș Synclines — Their Structural Position, Age and Geotectonic Evolution 103
9. Stoici D. S., Apostol A., Svoronos D., Andriescu Gh. Sur quelques corrélations des informations de nature géologique, géophysique, géochimique et biogéophysique acquises dans la Valea Băii (Monts Bihor) 121
10. Ştefănescu M., Ştefănescu Marina. Detailed Geological Data on the Sector between the Covasău Valley and the Vîrghiș Valley and Their Regional Implications 144
11. Vodă Al., Vodă Doina. Nouvelles données sur la stratigraphie et la structure géologique de la région située entre les ruisseaux Dorna et Neagra Șarului (Carpathes Orientales) 153

Institutul Geologic al României

CUPRINS

Pag.

1. Antonescu F., Mitrea Gh., Popescu Al. Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei şi tectonicii Miocenului din regiunea Vadu Izei-Bîrsana-Botiza (Maramureş) 5
2. Balintoni I. Date noi asupra poziţiei structurale a metamorfitelor din bazinul văii Putnei (Carpaţii Orientali) 25
3. Balintoni I., Gheuca I. Probleme structurale ale văii Bistriţei între Dorna Arini şi Zugreni (Carpaţii Orientali) 37
4. Micu M. Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique du flysch externe du bassin de la Sucevița 51
5. Mureşan M., Tănăsescu Lucia. Poziţia în pînză a metamorfitelor seriei de Rebra (Precambrian superior) din partea de sud a Carpaţilor Orientali — argumente furnizate de forajele din zona Mădăraş-Ciuc 65
6. Peltz S., Ştefănescu M., Balla Z., Gheorghiu A. Date noi privind structura geologică a regiunii Zebrac-Mermezeu (Stînceni, munţii Călimani de sud) 75
7. Săndulescu M. Nouvelles données sur les formations mésozoïque de la Tarniţa-Ostra (Carpathes Orientales) 91
8. Săndulescu M., Săndulescu-Russo Doina. The Ophiolites from the Rarău and Hăghimaş Synclines — Their Structural Position, Age and Geotectonic Evolution 103
9. Stoici D. S., Apostol A., Svoronos D., Andriescu Gh. Asupra unor corelaţii dintre informaţii de natură geologică, geofizică, geochimică şi biogeofizică obţinute în valea Băii (munţii Bihor) . . . 115
10. Ştefănescu M., Ştefănescu Marina. Date geologice de detaliu privind sectorul dintre valea Covasău şi valea Vîrghişului şi implicaţiile lor regionale 123
11. Vodă Al., Vodă Doina. Date noi asupra litostratigrafiei şi structurii geologice a regiunii dintre pîrîul Dorna şi pîrîul Neagra Şarului (Carpaţii Orientali) 147

Recenzii 157

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol LXVI (1979). Pag. 5 — 23

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA STRATIGRAFIEI ŞI TECTONICII MIOCENULUI DIN REGIUNEA VADU IZEI-BÎRSANA-BOTIZA (MARAMUREŞ) [1]

DE

FLORIN ANTONESCU,[2] GHEORGHE MITREA,[2] ALEXANDRU POPESCU[2]

Badenian. Sarmatian. Globigerina tuffs. Marls. Salt breccia. Biostratigraphy. Foraminifera. Microfauna associations. Ruptural tectonics. Plicative tectonics. East Carpathians — Transcarpathian flysch — Maramureş.

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Stratigraphy and Tectonics of the Miocene from the Vadul Izei-Bîrsana-Botiza Region (Maramureş). This paper presents several new data concerning the stratigraphy and tectonics of the Vadul Izei-Bîrsana-Botiza region. Thus, the following formations were separated within the Badenian deposits : a) the formation of the globigerina tuffs and marls (the Dej tuff) ; b) the formation of the breccia with salt massifs and c) the marly-gritty formation. Biostratigraphically, there were established the zones with *Praeorbulina glomerosa* and *Orbulina* (at the level of the Dej tuff), the *Velapertina iorgulescui* zone respectively (in the marly-gritty formation). At the level of the *Velapertina iorgulescui* zone, most of the samples collected from the marly-gritty formation show a rich association of benthonic foraminifera containing species of *Bulimines, Bolivines, Uvigerines, Nonion,* etc., as well as species of *Spiratella (Spirialis)* in some zones. The following formations were separated in the Sarmatian : a) the marly formation ; b) the conglomeratic formation and c) the marly-gritty formation. The gritty-marly formation, which is the lithostratigraphic equivalent of the marly formation and partially of the conglomeratic one, develops south of the Iza River. Biostratigraphically, the following associations were determined within the Sarmatian : a) an association in which *Anomalinoides dividens* is in eruption

[1] Predată la 19 martie 1979, acceptată pentru publicare la 30 martie 1979, comunicată în şedinţa din 6 aprilie 1979.

[2] Întreprinderea de prospecţiuni geologice şi geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

(the base of the Volhynian) ; b) an association with species of *Elphidium, Nonion, Bulimines* and *Ostracodes,* (Volhynian) ; c) an association with *Lagena* cf. *Lagena laevis* (Montagu), *Triloculina oblonga* (Montagu) and *Mutilus (aurila) laevis* (Schneider) etc., which indicate the Volhynian-Lower Bessarabian. The tectonics of the region is the result of the blending of the plicative and ruptural elements, the former creating a structure specific to the Miocene deposits (transgressively on the structure of the Cretaceous-Paleogene formations), the latter affecting both the Miocene and the bed rock formations. Most of the ruptural elements represent older fracture lines, resumed in the Miocene and post-Miocene movements.

Miocenul din extremitatea nord-vestică a ţării s-a bucurat de atenţia cercetătorilor, mai ales în perioada 1950—1960, cînd, alături de studiul sedimentarului Cretacic-Paleogen ce constituie umplutura zonei transcarpatice, au fost cercetate şi sedimentele miocene dezvoltate la vest. Din această perioadă, reţinem lucrările executate de German (1953)[3], Atanasiu (1956), Motaş (1956), Mutihac (1956) şi Năstăseanu (1956). În toate aceste lucrări se semnalează variaţiile de facies existente în cadrul depozitelor miocene, în general şi se fac orizontări, mai ales în cadrul Tortonianului, care sînt corelate cu cele cunoscute în Depresiunea Transilvaniei şi avantfosa carpatică. Cu excepţia lui Mutihac (1956), care dă imaginea cartografică a orizonturilor separate în cadrul Tortonianului din zona Botiza-Poienile Glodului, pe hărţile celorlalţi autori apar figurate numai pachete litologice discontinui, de tufuri, gipsuri şi calcare (Motaş, Atanasiu, German[4]). Depozitele miocene din zona la care ne referim sînt studiate de Iliescu et al. (1969)[5]. Rezultatele sînt prezentate într-un raport însoţit de o hartă la scara 1 : 50.000 şi reluate în sinteza lucrărilor de cercetare geologică din Maramureş (1972)[6].

În harta prezentată autorii nu fac separaţii în Sarmaţian, iar în Tortonian figurează pachete discontinui de tuf, gips şi sare. Cele mai noi lucrări, foarte detaliate, care aduc precizări de ordin stratigrafic, precum şi o serie de detalii cartografice şi structurale, au fost executate de Antonescu şi Popescu (1974, 1976, 1977)[7], Mitrea şi Duţu (1975, 1976)[8], Popescu şi German (1977)[9].

I. STRATIGRAFIA

Suprafaţa cercetată este constituită, în cea mai mare parte din depozite aparţinînd Miocenului. Pe suprafeţe restrînse apar aglomerate vulcanice, mici corpuri de andezite şi depozite eocene şi cuaternare, care

[3] Arh. I.P.G.G.H., Bucureşti.

[4] *Op cit.* pct. 3.

[5], [6] Arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

[7], [8], [9] Arh. I.P.G.G.H., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

însă nu vor fi discutate, obiectul lucrării constituindu-l depozitele miocene. În cadrul acestora, pe criterii microfaunistice şi litofaciale s-au separat depozite de vîrstă badeniană şi sarmaţiană.

1. *Badenianul*

Depozitele badeniene ocupă cea mai mare parte a suprafeţei cercetate, dispunîndu-se transgresiv şi discordant pe Paleogenul din subasment. În cadrul lor s-au separat : a) formaţiunea tufurilor şi marnelor tufacee cu globigerine (tuful de Dej) ; b) formaţiunea breciei cu masive de sare ; c) formaţiunea marnos-grezoasă.

a) Formaţiunea tufurilor şi marnelor tufacee cu globigerine (tuful de Dej), prezintă destul de mari variaţii de grosime şi facies, în diversele zone de apariţie. Astfel, în regiunea situată la nord de valea Izei, grosimea formaţiunii are valori în jurul a 100 m. O coloană stratigrafică sintetică alcătuită în această zonă, prezintă următoarea alcătuire litologică :

— în bază, 1 m conglomerat cenuşiu-verzui, constituit din elemente de gresii verzi, calcaroase, grezo-calcare cenuşii cu diaclaze umplute cu calcit (provenite din Eocenul subjacent), prinse într-un liant tufaceu (pîrîul Ţiganului, la Coştiui) ;

— 20—25 m tufuri gălbui, friabile, dure, grosiere, cu incluziuni de tuf verzui, fin, deschise în versantul drept al pîrîului Coştiui (în capătul vestic al satului) ;

— 8—10 m marne cenuşii, tufacee, cu globigerine, cu intercalaţii de tufuri verzui, fine (pîrîul Ţiganului, la Coştiui) ;

— 65—70 m tufuri verzui şi cenuşii, fin-medii, în strate decimetrice, slab stratificate, cu feţe neregulate, cu intercalaţii de marne cenuşii. În unele zone (creasta de la obîrşia Văii Porcului, creasta dintre rîul Iza şi Valea Porcului), tufurile sînt înlocuite de o gresie tufacee, brun-cenuşie, fin-medie, cu numeroşi feldspaţi alteraţi. Deschideri bune la nivelul acestui pachet se pot observa în doi din afluenţii drepţi ai văii Caselor (Bîrsana), în pîrîul Ţiganului (Coştiui) şi în versantul drept al pîrîului Coştiui (în capătul vestic al satului). Cu aspectul descris, formaţiunea tufului de Dej, are o alcătuire litologică similară cu cea cunoscută la Dej, în depresiunea Transilvaniei.

La sud de Iza, formaţiunea tufului de Dej prezintă variaţii atît în grosime, care atinge valori maxime de 250 m, cît şi în constituţia sa litologică. Profilul cel mai reprezentativ, în acest sector, este pîrîul Morii (afluent stîng al rîului Iza), în care, de jos în sus, s-a urmărit următoarea succesiune :

— 50—60 m tufuri verzui, gălbui-ruginii, alterate, în strate decimetrice, foarte slab stratificate, cu numeroase planuri de fisurare. Baza acestui pachet este deschisă în versantul drept al Izei ;

— 70—80 m gresii gălbui, puternic cimentate, cu granulaţie fină-medie, cu rare intercalaţii de marne cenuşii, nisipoase ;

— 60 m tufuri albicioase şi verzui, fine, cu zone variat silicifiate, dure, mai mult sau mai puţin stratificate, alterate ;

Institutul Geologic al României

— 50—60 m gresii slab consolidate, cenuşii-gălbui, stratificate în nivele decimetrice, cu frecvente impresiuni de plante incarbonizate şi mici lentile de cărbuni.

Cartografierea nivelelor de tufuri şi gresii deschise în pîrîul Morii, nu a fost posibilă, întrucît spre est în pîraiele Bîrsana şi Slătioara succesiunea descrisă nu se mai păstrează. Deatfel, succesiunea din pîrîul Morii nu se mai regăseşte nici în celelalte zone de apariţie ale Badenianului inferior. Astfel, în zona Valea Mijlocie — versantul stîng al pîrîului Morii (cursul superior), formaţiunea este reprezentată exclusiv prin tufuri, iar în sectorul pîrîul Poienilor (cursul superior) — vîrful Runcu, alături de tufuri, apar, mai ales către partea superioară, pachete metrice constituite din alternanţe între marno-argile cenuşii şi gresii.

b) Formaţiunea breciei cu masive de sare este alcătuită dintr-un complex de strate cu compoziţie heterogenă, cu frecvente schimbări de facies pe direcţie, la constituţia căreia iau parte depozite cu litologie variată şi anume : brecii, marne, nisipuri şi gresii, sare, gips şi tufuri.

În regiunea situată la nord de rîul Iza, o succesiune completă poate fi urmărită în zona Coştiui — Rona de Sus, într-un profil care începe din versantul stîng al pîrîului Coştiui (în zona de obîrşie) şi se continuă peste creastă cu un mic afluent stîng al pîrîului Ronişoara, cu confluenţa vizavi de biserica din Rona de Sus. Peste tufurile de la partea superioară a formaţiunii tufului de Dej, deschise în versantul stîng al pîrîului Coştiui, se dispune o serie de marne cenuşii, brecifiate, cu eflorescenţe sărate, în care se observă, la zi, două mici masive de sare (în sonda 1011 C.S.G. Vadu Izei, sarea a fost străbătută pe o grosime de 334 m) şi cîteva intercalaţii lenticulare de gips alb, fibros şi gresii gipsifere. Succesiunea se continuă cu un pachet de cca 175 m, constituit din marne vineţii, plastice, cu extrem de rare nisipuri gălbui, limonitizate şi tufite ruginii, în strate centimetrice. Spre partea superioară, marnele devin compacte, tari, frecvent cu spărtură concoidală şi cu intercalaţii de 3—5 cm de gresii cenuşii, calcaroase. Tot pachetul prezintă eflorescenţe albe de sare. Marnele suportă un pachet de 50—75 m, constituit din tufuri verzui şi cenuşii, fine, deschise în creasta dintre pîraiele Coştiui şi Ronişoara (Tuful de Picuiul). Peste ele se dispune un pachet de 150—175 m, constituit din marne cenuşii, tufacee, nisipoase, pe alocuri brecifiate, cu frecvente fragmente de argile roşii şi verzi şi grezocalcare (remaniate din Eocenul subjacent), strate lenticulare de tufuri gălbui, grosiere şi două intercalaţii decimetrice de calcare gălbui cu *Litothamnium*. Aceste depozite încheie succesiunea depozitelor atribuite complexului breciei sării, în zona Coştiui — Rona de Sus. Formaţiunea breciei cu masive de sare nu se dezvoltă ca atare în tot cuprinsul regiunii cercetate. Ea prezintă mari variaţii de facies pe laterală şi verticală, dovadă a unor instabile condiţii de sedimentare ca şi a unei variate alcătuiri a substratului Cretacic superior-Paleogen, care a constituit cea mai importantă sursă de material, în timpul sedimentării depozitelor badeniene. Astfel, în zona Rona de Sus-Bocicoiul Mare, formaţiunea breciei cu masive de sare este reprezentată printr-un tuf grosier, gros de 10—15 m (deschis în cursul infe-

Institutul Geologic al României

rior al pîrîului Dumbrava), cu numeroase blocuri, de gresii, grezo-calcare şi argile roşii şi verzi (remaniate din Eocen), dispuse transgresiv-discordant pe Eocen, ce suportă calcare oolitice, grezoase, cu noduli de *Lithothamnium* şi numeroase exemplare de pectinide şi ostreide, dispuse pe o grosime de 60—80 m. În zona dealului Herea la partea superioară a calcarelor s-au identificat mai multe fragmente de gipsuri, prinse într-o marnă cenuşie nisipoasă.

În zona Valea Porcului-Năneşti-Bîrsana (pîraiele Cerbova, Bardova etc.), formaţiunea breciei cu masive de sare, trece lateral într-o serie grezos-marnoasă, groasă de cca 400 m, constituită din gresii gălbui, micacee, friabile, semidure, cu frecvente nivele milimetrice, cărbunoase, cu intercalaţii (sau alternanţe) de marne cenuşii, gălbui şi vineţii moi, friabile, în strate decimetrice. Peste acest nivel se dispune în mod constant un pachet de tufuri verzui şi cenuşii, gros de 50 m (Tuful de Picuiul), care pe direcţie se leagă cu tufurile intercalate în formaţiunea breciei sării dintre Coştiui şi Rona de Sus, respectiv cu cele din valea Hotarului (sud de Iza la Bîrsana), unde suportă marne cenuşii cu eflorescenţe de sare. Ca şi la nord de Iza şi în apariţiile situate la sud, formaţiunea breciei cu masive de sare prezintă o compoziţie heterogenă şi o dezvoltare discontinuă şi neuniformă a pachetelor ce o compun. În acest sector, în baza formaţiunii se dispun brecii vineţii-verzui constituite dintr-o matrice marnos-grezoasă, în care sînt prinse elemente colţuroase de tufuri, tufuri grezoase, verzui, gresii cenuşii şi cenuşii-închise, grezocalcare şi fragmente de marno-argile verzui (pîrîul Bumbanilor la obîrşia văii Sasului, pîraiele Sasului şi Slătioara).

În unele dintre profilele cercetate (punctul „dosul Sărat" situat pe interfluviul dintre pîraiele Mireşului şi Sasului, versantul drept al văii Vinului, pîrîul Sasului, în aval de punctul „la Sărături" de la Botiza), apar intercalaţii de gipsuri fibroase, mai rar zaharoide, alburii-vineţii, în strate de 5—10 m. În punctul „dosul Sărat", şi în versantul drept al văii Vinului, amonte de confluenţa cu pîrîul Glodoasa, în alternanţă cu gipsurile se dispun bancuri metrice de calcare gălbui şi vineţii, cu noduli de *Litothamnium*, ostreide şi pectinide. Grosimea maximă a pachetului cu calcare nu depăşeşte 25—30 m.

În privinţa poziţiei în scara Badenianului, datele de teren demonstrează fără echivoc situarea pachetelor de calcare cu *Litothamnium* la nivelul formaţiunii cu brecii, în baza Badenianului superior. Opiniile potrivit cărora calcarele cu *Litothamnium* ar reprezenta variaţii laterale de facies ale tufului cu globigerine (Atanasiu, 1956 ; Iliescu et al., 1972 [10]), nu sînt susţinute de situaţiile din teren.

Grosimea formaţiunii prezintă valori cuprinse între 200 m, la sud de Iza şi 750 m în zona Coştiui.

c) *Formaţiunea marnos-grezoasă (formaţiunea de valea Sasului-valea Sălişte).* Depozitele care succed ultimul nivel din cadrul formaţiunii cu brecii nu îmbracă faciesul caracteristic al şisturilor cu radiolari,

[10] *Op. cit.* pct. 6.

Institutul Geologic al României

cunoscut atît în zona avantfosei carpatice cît și în depresiunea Transilvanie. Dealtfel, existența acestui litofacies în Maramureș este susținută numai de N ă s t ă s e a n u (1956), care afirmă că „peste complexul depozitelor cu sare apare la Coștiui și Ocna Șugatag, chiar deasupra sării, orizontul șisturilor cu radiolari".

În zona la care ne referim nu am identificat faciesul șisturilor cu radiolari. Semnificativ în această privință este și faptul că în nici una din numeroasele probe recoltate din pachetele de depozite situate deasupra complexului cu sare, nu s-au identificat radiolari. Lipsa șisturilor cu radiolari în Badenianul din zona cercetată, nu o punem pe seama unei lacune de sedimentare. Așa cum au arătat și alți cercetători înaintea noastră (M o t a ș, 1956 ; M u t i h a c, 1956), ele își găsesc echivalentul stratigrafic în depozitele situate imediat deasupra breciei cu masive de sare, în cazul nostru, în baza formațiunii marnos-grezoase.

Depozitele formațiunii marnos-grezoase prezintă o mai mare omogenitate litologică, în raport cu formațiunile subjacente, avînd o constituție relativ uniformă pe toată suprafața regiunii cercetate. Partea inferioară a formațiunii marnos-grezoase, în general foarte bine deschisă, este predominant grezoasă, fiind constituită din gresii gălbui, calcaroase, micacee, semidure, în bancuri decimetrice și mai rar metrice, cu intercalații subordonate de marne cenușii-gălbui și cenușii-vineții, în plăci. Atît marnele, dar mai ales gresiile, prezintă frecvente impresiuni de plante incarbonizate, intercalații milimetrice cărbunoase sau chiar lentile de cărbuni (pîrîul Izvorul Cald).

Pe direcție, pachetul de roci descrise prezintă schimbări de facies, în sensul diminuării grosimii și frecvenței gresiilor, care se prezintă în strate de 20—30 m, intercalate între marne cenușii-vineții, plastice, parțial nisipoase, în plăci subcentimetrice, bine stratificate (afluent drept al rîului Iza, aval de podul de peste Iza, la Onceşti, pîrîul Satului, la Poienile Glodului etc.). Grosimea acestui pachet variază între 150—200 m la sud de Iza și 350—400 m, la nord. În sectorul situat la nord de rîul Iza, pachetul descris suportă 50 m tufuri cenușii-gălbui și verzui (tufuI de Vîrful Ascuțit), cu granulație fin-medie, cu dezvoltare lenticulară. El a fost urmărit din versantul stîng al rîului Iza, la Onceşti, spre vest și nord, prin Valea Porcului, pîrîul Sălişte (afluent al Izei), Vîrful Ascuțit și de aici spre est pînă la versantul stîng al pîrîului Sălişte (afluent stîng al Ronișoarei), unde se efilează. Cel de-al doilea nivel raportat formațiunii marnos-grezoase, este predominant marnos, fiind constituit din marne cenușii, plastice, cu spărtură așchioasă cu intercalații de gresii de tipul descris, subordonate. În partea inferioară a acestui nivel, în versantul drept al pîrîului Sălişte, la confluența cu rîul Iza (la Vad), se individualizează un pachet grezos, gros de 30—40 m. În pîraiele Sasului, Satului și Coțubanului, (la Poienile Glodului), pîrîul Slătioarei (la Glod) etc., pachetul predominant marnos de la partea superioară a formațiunii marnos-grezoase, prezintă intercalații centimetrice de tufuri gălbui, bentonitizate. În sfîrșit, remarcăm aspectul particular al formațiunii marnos-grezoase din pîrîul Muncel și afluenții lui stîngi (est de Botiza), la con-

Institutul Geologic al României

stituirea căruia participă nisipuri cenuşii şi cenuşii-gălbui, în strate decimetrice, alternînd cu marne cenuşii, plastice, cu spărtură concoidală, sau neregulată. La partea superioară a formaţiunii, în afluentul stîng din amonte al pîrîului Muncelul, se dispun 5—6 m conglomerate, constituite din elemente bine rulate de gresii şi grezo-calcare cenuşii şi rare cuarţite albe, prinse într-o matrice marnoasă. Formaţiunea marnos-grezoasă reprezintă echivalentul litostratigrafic al şisturilor cu radiolari şi al marnelor cu *Spirialis*. Pachetul predominant grezos, inferior, ar putea reprezenta echivalentul şisturilor cu radiolari (dezvoltarea locală a gresiilor şi nisipurilor la acest nivel în zona avantfosei carpatice din Muntenia şi Oltenia, este cunoscută), iar pachetul superior, predominant marnos, s-ar putea echivala cu marnele cu *Spirialis* (fapt susţinut de prezenţa numeroaselor exemplare de *Spirialis* în marnele din pachetul superior). Cartografierea celor două nivele, inconstante ca dezvoltare pe verticală şi repartizare în spaţiu ar avea în această situaţie un caracter arbitrar. Grosimea celui de-al doilea nivel al formaţiunii marnos-grezoase variază între circa 100—150 m la sud de rîul Iza, la circa 300 m, la nord.

Consideraţii stratigrafice

Depozitele descrise, prin conţinutul microfaunistic destul de bine reprezentat, acoperă în întregime intervalul stratigrafic corespunzător Badenianului. O notă caracteristică pentru asociaţiile rezultate, o constituie prezenţa pe lîngă formele specifice acestui superetaj, a numeroase specii remaniate din Cretacicul superior şi Paleogen, aflat în subasmentul depozitelor miocene din zonă. Este un indiciu că marea transgresiune a Miocenului mediu, care începe odată cu Badenianul inferior, continuă în zona noastră, pînă în Badenianul superior inclusiv. Biostratigrafic, la nivelul formaţiunii tufurilor şi marnelor cu globigerine, au fost identificate asociaţii microfaunistice corespunzătoare zonelor de *Praeorbulina glomerosa*, respectiv cu *Orbulina suturalis*, cunoscute atît în avantfosa carpatică, precum şi în depresiunea Transilvaniei. (Popescu 1970, 1972, 1975 ; Dumitrică, Gheţa, Popescu, 1975 ; Stancu, Popescu, 1976 ; Motaş, Marinescu, Popescu, 1976).

Prima asociaţie, determinată[11] într-o probă recoltată din marne cenuşii, tufacee, din partea bazală a tufului de Dej, deschis în Valea Porcului cuprinde, între altele, speciile : *Praeorbulina glomerosa* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides sicanus* di Stefanii, *Globigerina ciperoensis* Bolli, *Globorotalia mayeri* Cush şi Elisor. Remarcăm prezenţa în asociaţie pe lîngă specia index, a formelor *Globigerinoides trilobus* (Reuss) şi *Globigerinoides sicanus* di Stefani, cunoscute în zona cu *Praeorbulina glomerosa* din baza Badenianu-

[11] Analizele microfaunistice au fost determinate de colectivul de specialişti pentru microfaună neogenă din cadrul Institutului de cercetări şi proiectări petrol şi gaze — grup secţii cercetare, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

lui avantfosei carpatice şi a depresiunii Transilvaniei (Popescu, 1970, 1972, 1975; Dumitrică, Gheţa, Popescu, 1975; Motaş, Marinescu, Popescu, 1976).

Cea de a doua asociaţie, corespunzătoare zonei cu *Orbulina suturalis*, cuprinde foraminifere planctonice, reprezentate prin speciile : *Orbulina suturalis* Bronn, *Orbulina universa* d'Orb, *Praeorbulina glomerosa* (Blow), *Orbulina bilobata* d'Orb, *Globigerina boli* Citta şi Premoli S, *Globigerina concina* Reuss, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides sicanus*, etc. În unele din probele analizate (pîrîul Ţiganului la confluenţa cu pîrîul Coştiui, Pîrîul Porcului la Vad, etc.) asociaţiile microfaunistice, în afara formelor specifice zonei cu *Orbulina suturalis*, conţin specii remaniate din formaţiunile paleogene sau cretacic-superioare din subasment. Dintre acestea menţionăm speciile : *Globorotalia mayeri* (Cush), *G. crassata* (Cush), *G. membranacea* (Ehr), *Reophax guttifera* Grzyb, *Hyperammina* cf. *H. elongata* Brady, *Globigerina varianta* (Cush), etc.

Asociaţia corespunzătoare zonei cu *Orbulina suturalis* a fost determinată în probe recoltate dintr-un afloriment stîng al rîului Iza, aval de confluenţa cu pîrîul Bradova, din pîraiele Sasului, Morii, Ţiganului, Porcului, etc.

Intervalul discutat, corespunzător tufurilor şi marnelor cu globigerine, iar biostratigrafic zonelor cu *Praeorbulina glomerosa* şi *Orbulina suturalis/Globorotalia (T) bykovae*, se corelează (după Dumitrică, Gheţa şi Popescu, 1975), cu intervalul stratigrafic al etajului Langhian, aşa cum a fost stabilit de Citta şi Blow (1969).

Conţinutul microfaunistic al formaţiunii breciei cu masive de sare, este destul de bine reprezentat, la constituirea lui participînd mai ales foraminifere remaniate. În probele prelevate de la acest nivel din pîraiele Bumbanilor, Sasului, Morii, Muncelul, etc., s-a determinat asociaţia : *Bolivina spathulata* (Wiliamson), *B. arta* Macfayden, *Bulimina pupoides* d'Orb, *B. aculeata* d'Orb, *Uvigerina mexicana* Nuttal, *Cibicides ungerianus* d'Orb, *Nonion commune* d'Orb, *Glandulina laevigata* d'Orb, *Globigerina triloba* Reuss, *G. bulloides* d'Orb, *Haplophragmoides coalingensis* Cush, *H. emaciatus* (Brady), *Asterigerina planorbis* (d'Orbigny), *Thurammina papilata* Brady, *Hyperammina grzybowski* Dylazanka, *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, *Globorotalia scitula* (Brady), *Trochamminoides proteus* Karrer, etc. Asociaţia este comparabilă cu cea descrisă de Costea şi Balteş (1962) în zona avantfosei carpatice din Oltenia şi Muntenia şi plasează depozitele care o conţin în Badenianul superior.

Conţinutul microfaunistic al formaţiunii marnos-grezoase este foarte bine reprezentat. La constituirea lui participă, în mai mică măsură foraminiferele planctonice, bentosul avînd cea mai largă reprezentare. În două din probele recoltate din formaţiunea marnos-grezoasă deschisă în pîrîul Lalu (afluent drept al pîrîului Ronişoara), pe un bogat fond de foraminifere bentonice, ce cuprind specii ale genurilor *Bolivina, Bulimina, Nonion, Uvigerina*, etc., s-au determinat următoarele foraminifere

Institutul Geologic al României

planctonice : *Velapertina iorgulescui* Popescu, *V. indigena* (Luczkowska), *V. luczkowskae* Popescu.

Asociaţia corespunde zonei cu *Velapertina iorgulescui* stabilită de Popescu (1970) în depozitele badeniene superioare din depresiunea Transilvaniei. Ea este caracteristică părţii superioare a Badenianului (Kossovianul), fiind cunoscută atît în depresiunea Transilvaniei, precum şi în avantfosa carpatică (Popescu, 1970, 1972, 1975 ; Dumitrică, Gheţa, Popescu, 1975 ; Stancu, Popescu, 1976 ; Motaş, Marinescu, Popescu, 1976).

În cea mai mare parte a probelor recoltate din depozitele formaţiunii marnos-grezoase, s-a evidenţiat o bogată asociaţie de foraminifere bentonice, in care apar specii de bolivine, bulimine, *Elphidium, Valvulineria,* etc. Dintre speciile determinate menţionăm : *Uvigerina asperula* Czjzek, *U. pygmea* d'Orb, *U. orbignyana* d'Orb, *U. auleriana* d'Orb, *U. peregrina* Cush, *Elphidium macellum* (Fichtell şi Moll), *E. josephinum* d'Orb, *E. crispum* (Linné), *E. fichtelianum* d'Orb, *Nonion depresulum* (Walker şi Jacob), *N. commune* d'Orb, *N. granosum* d'Orb, *Bolivina danvillensis* Howe şi Wallace, *B. beyrichyi* Reuss, *B. arta* Macfad, *B. dilatata* Reuss, *Bulimina aculeata* d'Orb, *B. ovata* d'Orb, *B. elongata* d'Orb, *Miliolina consobrina* (Reuss), *Quinqueloculina ungeriana* d'Orb, *Q.* ex gr. *circularis* (Born), *Valvulineria saulcii* d'Orb, *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny), *Sphaeroidina dilatata* Reuss, *S. bulloides* d'Orb, *Pullenia bulloides* d'Orb, *Glandulina laevigata* d'Orb, etc.

Asociaţia menţionată este caracteristică Badenianului superior (Kossovianului). Ea este cunoscută în partea superioară a zonei cu *Velapertina iorgulescui* pe rama vestică a bazinului dacic (Stancu, Popescu, 1976), în Badenianul superior din zona avantfosei carpatice din Muntenia şi Oltenia (Costea şi Balteş, 1962) şi partea nord-estică a platformei moesice (biozona cu *Sphaeroidina bulloides* — Negoiţă et al., 1971). Ea a fost determinată în numeroase probe prelevate din pîraiele Dumbrava, Susman, afluenţi pe dreapta ai pîrîului Ronişoara, pîrîul Sălişte (afluent stîng al pîrîului Ronişoara), Porcului (Vad), Cosău, Mara, Camenii, Hotarului, Slătioara, Izvorul Rece şi Cald, Feregeaua, Coţubanului, Muncelul, etc.

În unele din probele recoltate atît din baza formaţiunii marnos-grezoase, precum şi din partea ei superioară (pîraiele Sălişte şi Dumbrava — afluenţi ai pîrîului Ronişoara, Cosău, Slătioara, Izvorul Cald şi Rece, Sasului, Muncelul, etc.), asociaţia descrisă este însoţită sau uneori înlocuită cu specii de *Spiratella (Spirialis) : S. subtarchanensis* Zsisz, *S. andrussow* Kith, *S. umbilicatulus* Bornemann, etc.

Menţionăm faptul că la partea superioară a marnelor cu *Spirialis* din pîrîul Satului (marne şistoase cu spărtură aşchioasă) s-a identificat o asociaţie microfaunistică în care apar exemplare rare de *Anomalinoides dividens* şi *Cibicides ungerianus* considerată de Costea, a face trece-

Institutul Geologic al României

rea de la Badenian la baza Sarmaţianului (erupţia cu *Anomalinoides dividens).*

În partea superioară a formaţiunii marnos-grezoase din zona Rona de Sus-Crăciuneşti (pîraiele Sălişte şi Lalin), s-a determinat o faună de ape îndulcite, cu *Ammonia beccarii* L i n n e.

O caracteristică quasigenerală a asociaţiilor microfaunistice determinate la nivelul formaţiunii marnos-grezoase, ca dealtfel şi la nivelele inferioare ale Badenianului, cum s-a arătat, este prezenţa în asociaţii a numeroase foraminifere remaniate din Cretacic superior şi Paleogen. Dintre acestea menţionăm : *Dendrophrya latissima* G r z y b, *D. robusta* G r z y b, *Hyperammina* cf. *H. elongata* B r a d y, *Haplophragmoides subglobosus* (S a r s), *Bathysiphon eocaenicus* C u s h şi *splendidus* G r z y b, *Saccammina placenta* (G r z yb), *Nodellum velascoense* C u s h, *Hormosina ovulum* (G r z y b), *H. ovulum gigantea* G e r o c h, etc.

2. *Sarmaţianul*

Depozitele atribuite Sarmaţianului se dispun în continuitate de sedimentare peste cele badeniene, formînd, de regulă, umplutura unor sinclinale. Ele prezintă variaţii laterale de facies, mai ales în partea inferioară. În cadrul Sarmaţianului, s-au separat cartografic : a) formaţiunea marnoasă ; b) formaţiunea conglomeratică (conglomerate de Crăciuneşti-Văleni) ; c) formaţiunea marnos-grezoasă.

În zona de la sud de rîul Iza, în baza Sarmaţianului s-a separat formaţiunea grezos-marnoasă (formaţiunea de Valea Cosăului), ca un echivalent litostratigrafic al formaţiunii marnoasă şi parţial a celei conglomeratice.

a) Formaţiunea marnoasă. La partea superioară a formaţiunii marnos-grezoase (Badenian superior), din zona Rona de Sus-Crăciuneşti, am separat un pachet de 80—100 m, constituit din marne cenuşii şi gălbui, plastice, fin nisipoase şi nisipoase, în plăci, cu intercalaţii, pe unele secvenţe dese, de gresii cenuşii, calcaroase, micacee, în plăci de 3—8 cm şi mai rar strate de 10—15 cm. Separarea acestor depozite de formaţiunea marnos-grezoasă, subjacentă, s-a făcut pe baza conţinutului lor microfaunistic, marcat de prezenţa în erupţie a speciei *Anomalinoides dividens (Cibicides lobatulus)* pe baza căreia ele au fost raportate Sarmaţianului inferior (Volhinian). Depozitele formaţiunii marnoase s-au separat ca o bandă continuă din pîrîul Ronişoara (amonte de Rona de Sus) pînă la circa 700 m sud de bariera de cale ferată de la Crăciuneşti.

b) Formaţiunea conglomeratică (conglomerate de Crăciuneşti-Văleni), cu o grosime maximă de 75 m, a fost separată sub forma unei benzi continui în zona dintre Rona de Sus şi Crăciuneşti. Ea este bine deschisă în pîrîul Sălişte (afluent stîng al pîrîului Ronişoara) şi într-un mic afluent stîng al rîului Tisa, la sud de bariera de cale ferată de la Crăciuneşti.

În această din urmă zonă de apariţie, succesiunea debutează cu un banc de 0,5 m gresie gălbuie, calcaroasă, ce se dispune peste marnele cu *Anomalinoides dividens.* Gresia suportă 2 m conglomerat cenuşiu cu

Institutul Geologic al României

elemente bine rulate, constituite exclusiv din gresii gălbui, calcaroase, cu diametrul de la 1—20 cm. Urmează un pachet de 5 m constituit din marne gălbui, nisipoase, în plăci, cu intercalaţii de gresii gălbui, calcaroase, în strate subţiri. Peste marne se dispun conglomerate bine rulate, cu elemente constituite din gresii gălbui, calcaroase şi rare fragmente de tuf grosier, cu diametrul de 1—30 cm (frecvent 15—25 cm). Liantul este nisipos. Conglomeratele prezintă intercalaţii lenticulare de gresii gălbui, calcaroase, în strate de 10—40 cm.

În zona situată la sud de rîul Iza, conglomeratele se dispun peste depozitele formaţiunii grezos-marnoase (formaţiunea de Valea Cosăului). Ele au o dispoziţie discontinuă, prezentînd maximum de dezvoltare în valea Caselor (Văleni), unde au o grosime de 30—40 m. Cu grosimi de ordinul a 1—5 m, fără a putea fi separate cartografic, conglomeratele au mai fost întîlnite în Izvorul Rece şi Izvorul Cald, pîrîul Coţubanului şi dealul Chiselor.

Acolo unde apar, conglomeratele constituie un bun reper litologic. Ca şi în zona Rona de Sus-Crăciuneşti, ele sînt constituite din elemente rulate şi subangulare de gresii vineţii şi gălbui, cu diametre centimetrice, rar peste 10 cm, slab cimentate într-un liant nisipos. Ca intercalaţii apar bancuri grezoase, lenticulare.

c) Formaţiunea marnos-grezoasă, apare pe o zonă cu relief scăzut între Rona de Sus şi Crăciuneşti, fiind extrem de slab deschisă. În puţinele deschideri observate, formaţiunea apare constituită din marne cenuşii-gălbui şi gălbui, plastice, moi, cu eflorescenţe albe (calcaroase) pe feţe şi cu foarte rare gresii cenuşii-gălbui, calcaroase, în plăci de la 1—5 cm, rar strate de 10—50 cm. O zonă ceva mai bine deschisă, în care pot fi observate aceste depozite, se găseşte în versantul stîng al pîrîului Ronişoara pe un drum ce duce la cota 405, vizavi de biserica din Rona de Jos.

În zona situată la sud de rîul Iza, depozitele formaţiunii marnos-grezoase succed conglomeratele, acolo unde acestea sînt dezvoltate, iar în lipsa acestora, se dispun peste pachetele grezoase de la partea superioară a formaţiunii grezos-marnoase (formaţiunea de Valea Cosăului). Deosebit de zona Rona de Sus-Crăciuneşti, unde gresiile sînt cu totul subordonate, în sectorul situat la sud de rîul Iza, participarea lor poate ajunge, în unele profile, la paritate cu marnele. În axul sinclinalului Corneşti-Văleni, ca şi în zona Crăciuneşti-Rona de Sus, formaţiunea marnos-grezoasă, foarte slab deschisă, este constituită din marne gălbui, plastice, cu filme nisipoase şi rare gresii gălbui, friabile, în plăci.

În celelalte zone de apariţie din zona situată la sud de rîul Iza, depozitele formaţiunii marnos-grezoase sînt constituite dintr-o alternanţă de marne cenuşii şi vineţii, nisipoase, micacee şi gresii gălbui cu granulaţie medie, în strate centimetrice şi decimetrice (pîraiele Ursul şi Secelul, Izvorul Cald şi Rece, dealul Glimei, etc.). În sectorul situat la est de Văleni, în partea medie-superioară a formaţiunii, se dispune o secvenţă conglomeratică cu maximum de dezvoltare în dealul Babei (30—40 m), discontinuă pe direcţie, constituită din conglomerate cu elemente rulate de gresii, cuarţ şi mai rar tufuri. Diametrul elemen-

Institutul Geologic al României

telor este de ordinul centimetrilor, liantul fiind nisipos-grezos. Grosimea formațiunii marnos-grezoase are valori cuprinse între 200 m, la nord de rîul Iza și 400 m, la sud.

În zona situată la sud de rîul Iza, în baza Sarmațianului, am separat formațiunea grezos-marnoasă (formațiunea de Valea Cosăului). Ea este cel mai bine deschisă în versantul drept al pîrîului Cosău, între Fereşti și Călinești și reprezintă echivalentul litostratigrafic al formațiunilor marnoasă și parțial al celei conglomeratice din zona Rona de Sus-Crăciunești. Este constituită din gresii gălbui și vineții, friabile și nisipuri grezoase, gălbui și vineții cu granulație medie, micacee, cu intercalații de marne cenușii și vineții, aşchioase, în strate centimetrice. În partea mediană a formațiunii grezos-marnoase în pîrîul Cosău, se intercalează un pachet de 15—20 m, constituit din marne cenușii, în plăci centimetrice, tari, cu rozete de gips și intercalații sub 5 cm de gresii gălbui, friabile.

Caracterul predominant grezos al formațiunii se păstrează și în zona sudică a regiunii unde se individualizează pachete metrice de gresii gălbui (pîraiele Satului, Izvorul Cald, Izvorul Rece). În sectorul dintre cursurile superioare ale pîraielor Morii și Slătioara (la nord de Izvorul Cald), pe unele secvențe gresiile și nisipurile sînt subordonate marnelor. În pîrîul Ursului (bazinul văii Caselor-Văleni), pachetele marnos-grezoase prezintă intercalații subcentimetrice de tufuri gălbui, bentonitizate. Grosimea formațiunii grezos-marnoase este cuprinsă între 250—350 m.

Considerații stratigrafice

Trecerea de la Badenian la Sarmațian, se face gradat, posibilitatea separării pe baze litologice a celor două etaje, fiind în cele mai multe cazuri dificilă. În zona Rona de Sus-Crăciunești, în marnele situate sub formațiunea conglomeratică din versantul drept al pîrîului Săliște și sub vîrful Pojorîște, s-a determinat o asociație microfaunistică cu *Anomalinoides dividens (Cibicides lobatulus)*, în erupție. Asociația cuprinde speciile : *Anomalinoides dividens, Ammonia beccarii* (Linne), *A. problema* (Bogd), *Articulina sarmatica* (Karrer), *Miliolina akneriana* (d'Orb), *M. ungeriana* (d'Orb), *M. angustioris* Bogd. Lor li se adaugă speciile de ostracode : *Pontocythere curvata* (Bosquet), *Loxoconca ornata* Schneider și lamellibranchiate de tip *Spaniodontella*. Asociația cu *Anomalinoides dividens (Cibicides lobatulus)* în erupție, a fost determinată în mai multe probe din baza formațiunii grezos-marnoase din malul drept al pîrîului Cosău la Fereşti, în pîraiele Sasului, Rupturilor (Glod), Caselor (Văleni), etc.

Remarcăm în asociația citată prezența speciei *Ammonia becarri* (Linné) și a ostracodelor, viețuitoare specifice unor ape îndulcite, ce iau locul microfaunei marine, care se dezvoltă pe tot parcursul Badenianului, pînă la nivelul marnelor cu *Spirialis*, inclusiv. Erupția cu *Anomalinoides dividens* este un excelent reper biostratigrafic, cunoscut în baza Volhinianului din avantfosa carpatică, platforma esteuropeană și moesică și depresiunea Transilvaniei (Motaș, Marinescu, Po-

Institutul Geologic al României

pescu, 1976). El este cunoscut în cele mai multe din lucrările anterioare ca „erupţia cu *Cibicides lobatulus*" şi considerat ca specific Buglovianului.

Cea de a doua asociaţie, superioară erupţiei lui *Anomalinoides dividens*, cuprinde speciile : *Protelphidium subgranosum* (Egger), *Elphidium macellum* (Fichţ şi Moll). *E. rugosum* (d'Orb), *E. haueerinum* ('Orb), *E. reginum caucasicum* (Bogd), *E. crispum* (Linné), *E. advenum* (Cush), *E. poeyanum* (d'Orb), *E. angulatum* (Egger), *Quinqueloculina akneriana* d'Orb, *Q. laevigata* (d'Orb), *Q. seminulum* (Linné), *Nonion commune* (d'Orb), *N. depressulum* (Walk şi Jacob), *Bulimmina aculeata* d'Orb), *Discorbis (Valvulineria) saulcii* (d'Orb). Lor li se adaugă o serie de specii de ostracode dintre care citäm : *Leptocythere mironovi effigiata* Stans, *L. pequeriita* Stanc, *Mutilus hungarica* (Mehes), *Pontocythere curvata* (Bosquet), *Cymideris litoralis* (Brady), etc. Asociaţia este comparabilă cu cea descrisă de Costea şi Balteş (1962) în avantfosa carpatică, Negoiţă (1973) [12] în platforma moldovenească, etc. şi corespunde Volhinianului. Ea a fost determinată în probe recoltate din : formaţiunea conglomeratică (pîrîul Sălişte) ; din formaţiunea grezos-marnoasă (pîrîul Cosău şi afluenţii săi pe dreapta din cursul superior şi pîrîul Vălenilor) ; din formaţiunea marnos-grezoasă (pîrîul Custurii, la est de valea Babele).

Prezenţa în unele din probele recoltate din formaţiunea marnos-grezoasă, deschisă în cursul superior al pîrîului Morii a speciilor *Lagena* cf. *lagena laevis* (Montagu), *Mutilus (aurila) laevis* (Schneider), *Triloculina oblonga* (Montagu), alături de specii de *Elphidium (macellum* şi *crispum)*, cunoscute în asociaţia diagnostică a Volhinianului superior-Bessarabianului inferior din avantfosa carpatică (Costea şi Balteş 1962), indică prezenţa Bessarabianului inferior şi în regiunea noastră.

În depozitele sarmaţiene din zona la care ne referim, antecercetătorii citează în mai multe puncte macrofaună. Astfel, German (1953) [13] descrie în marnele din pîrîul Prislop şi Izvorul Rece : *Cardium litopodolicum* Duv, *Mactra eichwaldi, Ervilia dissita* Eichw, care caracterizează după autor, Sarmaţianul inferior.

Mira Tudor şi Gertrude Moisescu (după Motaş, 1956) descriu, într-un pachet de marne din pîrîul Izvorul Rece (Glod), o faună cu *Mactra eichwaldi, Modiolus sarmaticus, Syndesmia reflexa* Eichw, *Ervilia dissita* şi *Donax* cf. *hörnensi* Sinz, care indică vîrsta volhiniană. În sfîrşit, Iliescu et al. (1972) [14], descriu în pachetul grezos din baza Sarmaţianului deschis în valea Morii, o faună compusă

[12] Arh. I.C.P.P.G., Bucureşti.

[13] *Op. cit.* pct. 3.

[14] *Op. cit.* pct. 6.

Institutul Geologic al României

din *Cardium vindobonensis* Partsch, *Cardium politioanei* Jek, *Mohresternia moeriensis* Jek, *M. pseudoangulata* Hilber, *Timisia depresa* Jek, *T. pseudopicta* Jek, care indică Sarmaţianul inferior.

II. TECTONICA

Regiunea Vadu Izei-Bîrsana-Botiza, se plasează în extremitatea nord-estică a depresiunii pannonice. La constituirea structurii ei iau parte în egală măsură atît elementele plicative cît şi cele rupturale. Structura depozitelor miocene este transgresiv-discordantă pe cea a formaţiunilor cretacic-paleogene din subasment. Ea este caracterizată de prezenţa unor cute anticlinale, orientate în general nord-sud, cu flancurile normale sau fragmentate prin falii de compartiment, care crează la sud de valea Izei o structură în blocuri.

Regiunea apare fragmentată în două compartimente distincte prin intermediul faliei Izei, compartimentul sudic prezentîndu-se mai coborît faţă de cel nordic.

În compartimentul nordic se individualizează anticlinalul Vad-Tisa dirijat nord-sud, cu depozite badeniene în ax, iar paralel cu el, sinclinalul Coştiui, cu Sarmaţian în zona axială. Compartimentul situat la sud de valea Izei, apare fragmentat în mai multe blocuri, în cadrul cărora se evidenţiază o serie de cute sinclinale şi anticlinale faliate.

Astfel, în sectorul cuprins între faliile Iza şi Glod, se individualizează sinclinalele Cornesti-Văleni, Văleni-Glod şi anticlinalul valea Runcu-Glod, toate prezentînd o direcţie NNV-SSE. Sinclinalele prezintă în zona axială depozitele formaţiunii marnos-grezoase (Sarmaţian). Sinclinalul Cornesti-Văleni prezintă flancul estic faliat, iar sinclinalul Văleni-Glod, faliat în ambele flancuri, se prezintă coborît, atît în raport cu sinclinalul Cornesti-Văleni, cît şi faţă de blocul de la est, cuprins între falia valea Morii-valea Custurii şi falia Slătioara, constituit exclusiv din depozite badeniene. Între aceste două falii, sinclinalul Văleni-Glod suferă o ridicare axială (prezintă în ax formaţiunea marnos-grezoasă, badeniană), pentru a cădea din nou la sud de falia Slătioara, unde umplutura o formează depozitele formaţiunii marnos-grezoase, sarmaţiene. La sud de falia Glod, elementele structurale suferă o modificare a direcţiei, fiind orientate aproximativ vest-est. În această zonă s-au urmărit sinclinalele faliate Izvorul Rece-Botiza şi Muncelul, ambele cu depozite sarmaţiene în ax.

Dintre elementele rupturale, menţionăm falia Iza, orientată VNV-ESE, de-a lungul căreia s-a produs căderea compartimentului de la sud şi falia Dragoş Vodă, orientată de asemenea, aproximativ vest-est, falie importantă, crustală, urmărită în regiunea noastră numai în extremitatea vestică. De-a lungul ei întregul compartiment nordic este coborît în raport cu cel situat la sud. În sfîrşit, subliniem faptul că elementele plicative sînt proprii numai depozitelor miocene, a căror structură este discordantă faţă de cea a formaţiunilor cretacic superior-paleogene, în timp ce elementele rupturale afectează atît Miocenul cît şi depozitele cretacic superioare-paleogene din subasment. Unele dintre acestea sînt

Institutul Geologic al României

elemente structurale noi, formate în urma mişcărilor attice, cele mai multe reprezentînd linii de fractură mai vechi, reactivate în cursul mişcărilor miocene şi post-miocene (styrice, attice, etc.).

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu L. (1956) Geologia regiunii Petrova-Sighet. *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.

Costea I., Balteş N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. tehnică, Bucureşti.

Dumitrică P., Gheţa N., Popescu Gh. (1975) Date noi cu privire la microbiostratigrafia şi corelarea Miocenului mediu din aria carpatică. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXI, Bucureşti.

Gheorghian M., Popescu Gh. (1975) Synthetic micropaleontological review on Romania — Miocene. Micropaleontologigal Guide to the mezozoic and tertiary of the Romanian Carpathians. Inst geol. geofiz. Bucureşti.

Gluşko V. V., Kruglov S. S., (1971) Gheologhiceskoe stroenie i goriucie iskopaemie Ukrainskih Karpat. Editura „Nedra", Moscova.

Motaş I. (1956) Contribuţiuni la studiul geologiei Maramureşului (Bazinul văii Izei). *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.

— Marinescu F., Popescu Gh. (1976) Essai sur le néogène de Roumanie. *Ann. Inst. geol. geofiz.* L, Bucureşti.

Mutihac V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomireşti-Botiza. *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.

Năstăseanu S. (1956) Contribuţiuni la cunoaşterea miocenului din regiunea Sighet-Ocna Şugatag. *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.

Negoiţă Florica, Andorina Rosa, Vasilescu Eliza (1971) Tortonianul din partea de NE a Platformei Moesice. *Petrol şi Gaze* 10/1971, Bucureşti.

Olteanu F. (1951) Observaţiuni asupra „Breciei sării" cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre r. Teleajen şi p. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău). *D. S. geol.* XXXII, Bucureşti.

Popescu Gh. (1970) Planktonic foraminiferal zonation in the Dej tuff complex. *Rev. Roum. Géol., Géophys, Géogr., serie de Geologie,* 14, Bucureşti.

— (1972) Biostratigrafia depozitelor oligo-miocene de la sud de Preluca, pe bază de foraminifere planctonice. *D. S. Inst. geol.* LVIII/3, Bucureşti.

— (1975) Les foraminifers du miocène inferieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. *Mem. Inst. geol.*, XXIII, Bucureşti.

Popescu Gr. (1951) Observaţiuni asupra „breciei sării" şi a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a judeţului Prahova. *D. S. Inst. geol.* XXXII, Bucureşti.

Stancu Josefina, Popescu Gh. (1976) Microbiostratigrafia depozitelor Miocenului mediu de pe rama vestică a bazinului dacic. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXII/4, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA TECTONIQUE DU MIOCÈNE DE LA ZONE DE VADUL IZEI-BÎRSANA-BOTIZA (MARAMUREŞ)

(Résumé)

La présente étude, fondée sur des recherches lithofaciales et microfaunistiques de très grand détail, apporte une série de précisions d'ordre stratigraphique et structural et une image cartographique améliorée par rapport aux travaux antérieurs sur les dépôts miocènes de l'extrémité nord-est de la Dépression pannonique.

Dans le cadre des dépôts badéniens, qui couvrent la majeure partie de la surface étudiée, on a séparé cartographiquement : la formation des tufs et des marnes à Globigérines (le tuf de Dej), la formation de la brèche à massifs de sel et la formation marno-gréseuse.

La formation du tuf de Dej présente en quelques coupes la succession lithologique connue dans la Dépression de Transylvanie, à Dej.

Dans cette formation ont lieu des passages latéraux de faciès (bassin du ruisseau Morii etc), à sa constitution participant — à côté des tufs verdâtres ou gris — des grès jaunâtres, en paquets métriques.

La formation de la brèche à massifs de sel a des épaisseurs variables (de 200 à 750 m, à développement maximal au Nord de l'Iza) et une constitution lithologique hétérogène (brèches, gypses, sel, marnes, grès, tufs). On observe sur direction, de grandes variations de faciès et d'épaisseur, les depôts spécifiques de la formation étant remplacés latéralement par des paquets de l'ordre des dizaines de mètres d'alternances marnes/grès. Les éléments remaniés dans les paquets de brèches sont représentés surtout par des blocs de grésocalcaires, marno-argiles vertes et rouges (Crétacé superieur-Paléogène) et moins souvent par des tufs grossiers du Badénien inférieur.

La formation des tufs et des marnes à Globigérines, notamment la formation de la brèche à massifs de sel, représente l'équivalent lithostratigraphique des horizons classiques, connus dans l'avant-fosse carpathique et dans la Dépression de Transylvanie.

La partie supérieure du Badénien est représentée par la formation marno-gréseuse.

Le faciès caractéristique des schistes à Radiolaires, horizon classique dans le Badénien supérieur de l'avant-fosse carpathique et de la Dépression de Transylvanie, n'a pas été reconnu dans la zone examinée et n'a été mis en évidence dans les analyses microfaunistiques non plus.

C'est le paquet sablo-gréseux de la base de la formation marno-gréseuse qui est son équivalent stratigraphique dans la zone en question, le développement local du faciès sablo-gréseux étant connu à ce niveau du Badénien autant en Munténie, ainsi qu'en Olténie. La partie supérieure de la formation marno-gréseuse, à dominance marneuse dans la plupart des coupes étudiées, correspond aux marnes à ***Spirialis***, horizon classique du Badénien de l'avant-fosse carpathique et de la Dépression de Transylvanie.

Institutul Geologic al României

Au point de vue biostratigraphique, on a mis en évidence dans le Badénien de la région de Vadu Izei-Bîrsana-Botiza :

— au niveau des tufs et des marnes à Globigérines — les zones à *Praeorbulina glomerosa* et *Orbulina suturalis* (Badénien inférieur) ;

— au niveau de la brèche à massifs de sel une association qui, outre les nombreuses espèces remaniées appartenant aux genres *Rhabdammina, Trochamminoides, Haplophragmoides* etc., comprend également les espèces de Bolivines, Bulimines, Uvigérines etc., connues du Badénien supérieur ;

— au niveau de la formation marno-gréseuse, dans la zone de Rona de Sus, on a déterminé la zone à *Velapertina iorgulescui* (Badénien supérieur).

Au niveau de la zone à *Velapertina iorgulescui,* a été déterminée dans la majeure partie des échantillons récoltés de la formation marno-gréseuse une riche association de Foraminifères benthiques, avec espèces des genres *Bulimmina, Bolivina, Uvigerina, Elphidium, Quinqueloculina, Sphaeroidina* etc.

En quelques zones, l'association de Foraminifères benthiques est accompagnée ou remplacée par des espèces à *Spiratella (Spirialis).*

Enfin, à la partie supérieure des marnes à *Spirialis* du ruisseau Satului (Poienile Glodului) apparait une association avec rares espèces *d'Annomalinoides dividens* et *Cibicides ungerianus,* considérées à faire le passage à la base du Sarmatien (l'éruption à *Annomalinoides dividens*).

Une caractéristique quasi-générale des associations microfaunistiques déterminées des depôts dabéniens c'est la présence, à côté des formes spécifiques du Badénien, de nombreuses espèces remaniées du Crétacé supérieur et du Paléogène.

Dans les dépôts sarmatiens on a distingué sur la carte : la formation marneuse ; la formation conglomératique (conglomérats de Crăciunești-Văleni) et la formation marno-gréseuse. Dans la zone Sud de la rivière Iza, à la base du Sarmatien, on a séparé la formation gréso-marneuse (la formation de Valea Cosăului), comme un équivalent lithostratigraphique de la formation marneuse et partiellement de celle conglomératique.

La formation marneuse a été séparée seulement au Nord de la rivière Iza, dans la zone de Crăciunești-Rona de Sus. La formation conglomératique, bien ouverte dans la même zone, a un caractère discontinuu dans la région située au Sud de l'Iza, présentant un maximum de développement dans le ruisseau Vălenilor. La formation marno-gréseuse, en général faiblement ouverte, a été séparée autant au Nord, ainsi qu'au Sud de la rivière Iza, où quelques séquences présentent un pourcentage plus grand de grès.

La formation gréso-marneuse (la formation de Valea Cosăului) séparée au Sud de la rivière Iza représente, en vertu de la teneur microfaunistique et de ses rapports de superposition, l'équivalent biostratigraphique de la formation marneuse et partiellement de celle conglomératique, développée dans la zone de Crăciunești-Rona de Sus.

Au point de vue biostratigraphie, on a déterminé dans le Sarmatien de la région Vadu Izei-Bîrsana-Ocna Sugatag :

— dans la formation marneuse et à la base de la formation gréso-marneuse (formation de Valea Cosăului) — l'éruption avec *Anomalinoides dividens,* connue à la base du Sarmatien de l'avant-fosse carpathique et dans la Dépression de

Institutul Geologic al României

Transylvanie. La présence dans cette association de l'espèce *Ammonia beccari* et des Ostracodes est une preuve du passage du milieu de sédimentation marin installé depuis la base du Badénien jusqu'au niveau des marnes à *Spirialis* y compris à un milieu d'eaux dulçaquicoles, spécifique du Sarmatien:

— dans la partie supérieure de la formation gréso-marneuse (formation de Valea Cosăului) et dans les formations conglomératiques et marno-gréseuses, on a déterminé une association avec espèces *d'Elphidium, Quinqueloculines, Nonion, Bulimines* et *Ostracodes,* connue du Volhynien ;

— la présence — en certains échantillons récoltés de la formation marno-gréseuse ouverte dans le ruisseau Morii — des espèces *Lagena* cf. *Lagena laevis* (Montagu), *Mutilus (aurila) laevis* (Schneider), *Triloculina oblonga* (Montagu), associées à des espéces *d'Elphidium* connues dans l'association diagnostique du Volhynien supérieur-Bessarabien inférieur de l'avant-fosse carpathique (Costea et Baltes, 1962), indique la présence du Bessarabien inférieur dans notre région aussi.

Au point de vue structural, la région étudiée se place dans l'extrémité nord-est de la Dépression pannonique. La région est divisée, par l'intermédiaire de la faille Iza, en deux compartiments : le compartiment sud est affaissé par rapport à celui situé au Nord. Dans le compartiment nord se singularise une paire de plis (l'anticlinal Vad-Tisa et le synclinal Coştiui) et celui du Sud présente une structure plus compliquée, en blocs, effet de l'action des éléments rupturaux.

Les éléments plicatifs, directionnés généralement Nord-Sud et moins souvent Est-Ouest, impliquent dans leur structure seulement des dépôts miocènes qui surmontent en rapports transgressif-discordants les depôts du Crétacé supérieur-Paléogène du soubassement.

Les éléments rupturaux affectent autant le Miocène, ainsi que les dépôts crétacéo-paléogènes, la plupart en représentant des lignes plus anciennes de fracture réactivées par les mouvements miocènes et post-miocènes.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Vadu Izei-Bîrsana-Botiza.

1, Holocène : a, alluvions ; b, terrasses ; 2, Pléistocène : a, dépôts diluviaux ; 3, Volhynien-Bessarabien inférieur : a, niveau conglomératique (conglomérat de Baba) ; b, formation marno-gréseuse ; c, formation conglomératique (conglomérats de Crăciuneşti-Văleni) ; 4, Volhynien-Bessarabien inférieur : a, formation marneuse ; b, formation gréso-marneuse (formation de la Vallée du Cosău) ; 5, Kossovien : a, le tuf de Vîrful Ascuţit ; b, formation marno-gréseuse ; (formation de la vallée Sasului-vallée Săliste) ; c, formation de la brèche à massifs de sel ; d, le tuf de Piciuiul ; 6, Langhien : a, formation des tufs et des marnes à globigérines (tuf de Dej) ; 7, Oligocène ; 8, Eocène. Roches magmatiques. 9, andésites ; roches volcano-sédimentaires ; 10, agglomérats ; 11, limite de transgression ; 12, limite

Institutul Geologic al României

normale ; 13, ligne de charriage ; 14, faille, 15, axe d'anticlinal ; 16, axe de synclinal ; 17, source salee ; 18, sonde forée.

Planche II

Sections géologiques dans la région de Vadu Izei-Bîrsana-Botiza.

Planche III

Corrélations lithostratigraphiques des dépôts miocènes de la région de Vadu Izei-Bîrsana-Botiza.

1, argile ; 2, marne ; 3, marne faiblement sablonneuse ; 4, marne sablonneuse ; 5, marne tuffacée ; 6, grès ; 7, grès limonitique ; 8, grès calcaire ; 9, grès gypsifère ; 10, conglomérats ; 11, brèche ; 12, calcaire ; 13, tuf ; 14, tuf grossier ; 15, gypse ; 16, sel ; 17, sable.

Planche IV

Corrélations lithostratigraphiques des dépôts miocènes de la région de Vadu Izei-Bîrsana-Botiza (Maramureș) et de la Dépression Transcarpathique (Ucraïne Subcarpathique).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

F. ANTONESCU, GH. MITREA, AL. POPESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
VADU IZEI - BÎRSANA - BOTIZA

0 1 2 3km

L E G E N D A

- 1 a) Aluviuni; b) Qht Terase — HOLOCEN / PLEISTOCEN — CUATERNAR
- 2 a) Qp Depozite deluviale — PLEISTOCEN
- 3 b) N_1s(mg) a) Nivel conglomeratic (conglomerat de Baba) — BESSARABIAN INFERIOR — SARMAŢIAN — MIOCEN
- 3 c) N_1s(cg) Formaţiunea conglomeratică (Conglomerate de Crăciuneşti - Văleni) — BESSARABIAN INFERIOR — SARMAŢIAN — MIOCEN
- 4 a) N_1s(gm) a) Formaţiunea marnoasă; b) N_1s(m) b) Formaţiunea grezos - marnoasă (Formaţiunea de Valea Cosăului) — VOLHINIAN — SARMAŢIAN — MIOCEN
- 5 b) N_1bn_2(mg) a) Formaţiunea marnos - grezoasă (Formaţiunea de V. Sasului - V. Săliştei); a) Tuful de Vîrful Ascuţit — KOSSOVIAN — BADENIAN — MIOCEN
- 5 c) N_1bn_2(br) Formaţiunea breciei cu masive de sare; d) Tuful de Piciuul — KOSSOVIAN — BADENIAN — MIOCEN
- 6 a) N_1bn_1(tf) Formaţiunea tufurilor şi marnelor cu globigerine (Tuful de Dej) — LANGHIAN — BADENIAN — MIOCEN
- 7 Pg_3 — OLIGOCEN
- 8 Pg_2 — EOCEN

ROCI MAGMATICE

- 9 α Andezite

ROCI VULCANOGEN - SEDIMENTARE

- 10 Agl Aglomerate
- 11 Limită de transgresiune
- 12 Limită normală
- 13 Linie de şariaj
- 14 Falie
- 15 Ax de anticlinal
- 16 Ax de sinclinal
- 17 x NaCl Izvor sărat
- 18 O 1011 Sondă forată

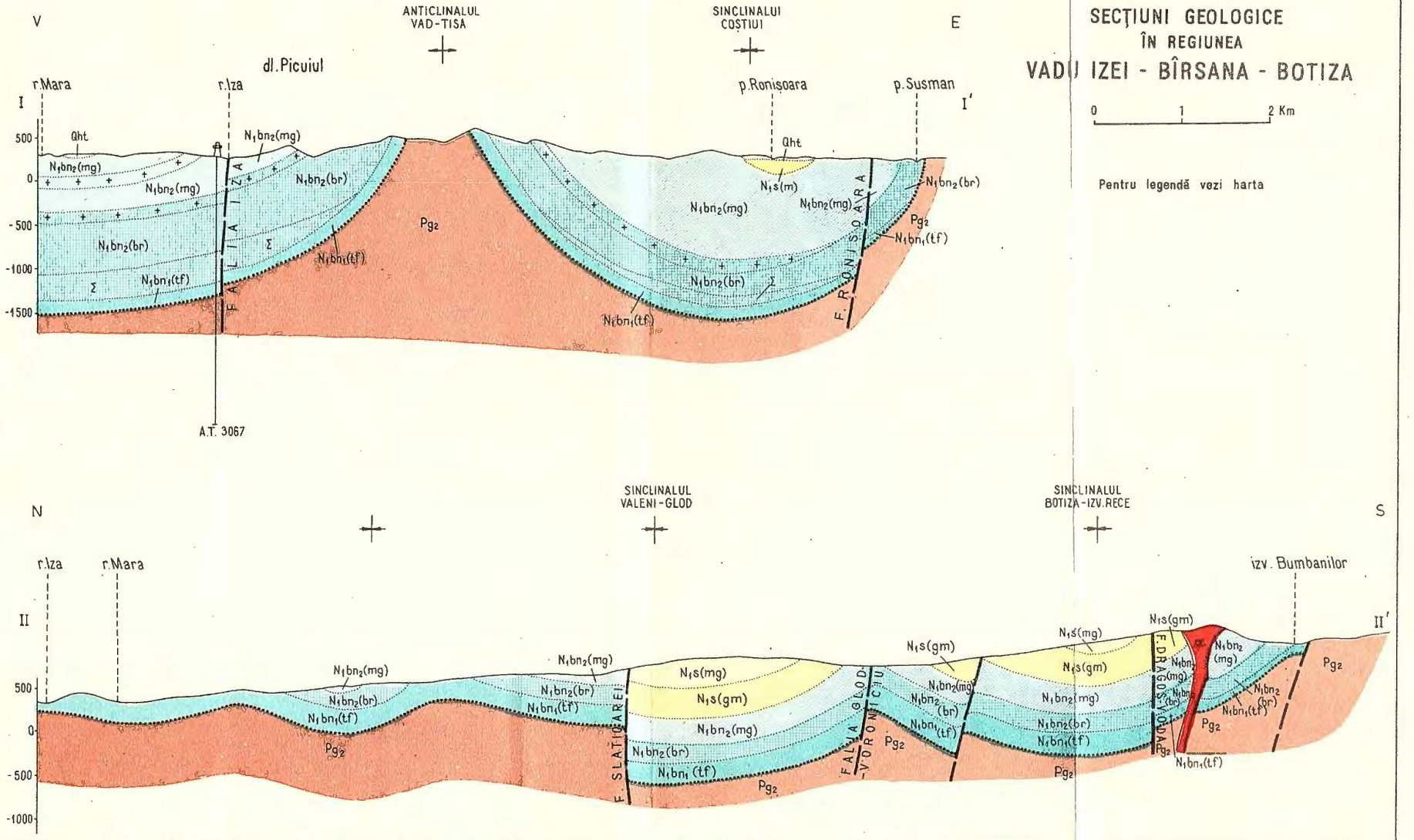
Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

SECŢIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA VADU IZEI - BÎRSANA - BOTIZA

0 1 2 Km

Pentru legendă vezi harta



Institutul Geologic al României

CORELĂRI LITOSTRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR MIOCENE DIN REGIUNEA VADU IZEI – BÎRSANA – BOTIZA

0 50 100 150 m

SCARA GEO-CRONOLOGICA	CONTINUT PALEONTOLOGIC: FORAMINIFERE PLANCTONICE	FORAMINIFERE BENTONICE, ALTE MICROFOSILE
ZONA COSAU - BOTIZA		
ZONA VAD - COSTIUI		
SARMATIAN – VOLHINIAN - BESSARABIAN – FORMATIUNEA MARNOS - GREZOASĂ		*Elphidium div. sp.*, *Nonion div. sp.*, *Miliolidae*, *Ostracode*
SARMATIAN – VOLHINIAN - BESSARABIAN – FORM. CONGLOMERATICA		
SARMATIAN – VOLHINIAN - BESSARABIAN – FORMATIUNEA MARNOASĂ		*ANOMALINOIDES DIVIDENS*
BADENIAN – KOSOVIAN – FORMATIUNEA MARNOS - GREZOASĂ (FORMATIUNEA DE VALEA SĂSULUI - VALEA SALISTE)	*VELAPERTINA IORGULESCUI*	*Cibicides ungerianus*, *Spiratella ± Ammonia*, *Bulimmina*, *Bolivina*, *Valvulineria*, *Uvigenna*, *Miliolidae*.
		Litothamnium, *Uvigerina*, *Bulimmina*, *Bolivina* + microfaună remaniată din Cretacic şi Eocen.
BADENIAN – KOSOVIAN – FORMATIUNEA BRECIEI CU MASIVE DE SARE (Sonda 1011 CSG - VADU IZEI)	*ORBULINA SUTURALIS*, *PRAEORBULINA GLOMEROSA*	*Nodosaria*, *Spiroplectammina*.
LANGHIAN – FORM. TUFURILOR ŞI MARNELOR CU GLOBIGERINE		

FORM. GREZOS - MARNOASĂ (FORM. DE VALEA COSAULUI)

LEGENDA

1	Argilă	10	Conglomerate
2	Marnă	11	Brecie
3	Marnă slab nisipoasă	12	Calcar
4	Marnă nisipoasă	13	Tuf
5	Marnă tufacee	14	Tuf grosier
6	Gresie	15	Gips
7	Gresie limonitică	16	Sare
8	Gresie calcaroasă	17	Nisip
9	Gresie gipsiferă		

Institutul Geologic al României

CORELĂRI LITO-STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR MIOCENE DIN REGIUNEA VADU IZEI - BÎRSANA - BOTIZA (Maramureș) ȘI DEPRESIUNEA TRANSCARPATICĂ (Ucraina Subcarpatică)

ETAJ	SUBETAJ	REGIUNEA VADU IZEI - BÎRSANA - BOTIZA (MARAMUREȘ)	GROSIMI
SARMAȚIAN	VOLHINIAN – BESSARABIAN INFERIOR	Formațiunea marnos - grezoasă	225 – 375 m
		Formațiunea conglomeratică (Conglomerate de Crăciunești - Văleni)	40 – 75 m
		b) Formațiunea grezos – marnoasă (Formațiunea de Valea Cosăului) / a) Formațiunea marnoasă	b) 350 m / a) 100 m
BADENIAN	KOSSOVIAN	Formațiunea marnos - grezoasă (Formațiunea de Valea Sasului - Valea Săliște)	300 — 600 m
		Formațiunea breciei cu masive de sare	200 — 750 m
	LANGHIAN	Formațiunea tufurilor și marnelor tufacee cu globigerine (Tuful de Dej)	100 — 250 m

ETAJ	SUBETAJ	DEPRESIUNEA TRANSCARPATICĂ (UCRAINA SUBCARPATICĂ)	GROSIMI
SARMAȚIAN	MEDIU	Suita de Almașsk (Argile cenușii, grezoase cu intercalații de aleurolite, gresii, tufuri, tufite, rar marne, calcare și lignit). Foraminifere: Prosononion subgranosum.	50 — 180 m
	INFERIOR	Suita de Lucovsk (Argile cenușii, grezoase, stratificate, calcaroase, cu intercalații de gresii, tufuri și tufite. Foraminifere: Quinqueloculina reusii.	24 — 140 m
		Suita de Dorobratovsk (Argile cenușii; aleurolite, gresii cochilifere, tufuri liparatice - raion Beregov și conglomerate - raion Sr. Vodianoe). Foraminifere: Cibicides badenensis	până la 600m
TORTONIAN	SUPERIOR	Suita de Bashevsk (Argile, gresii, aleurolite și conglomerate). Foraminifere: Streblus galicianus, Nonion, Elphidium.	30 — 150 m
		Suita de Teresvensk (Argile cenușii, calcaroase, cu intercalații de gresii, aleurolite și un nivel de 30m tuf în bază; Rar conglomerate). Foraminifere: Cassidulina crista; Bulimina subulata, Elphidium notabilis.	până la 900 m?
		Suita de Solotvinsk (Argilite, aleurolite, gresii, cu nivele de tuf, cu grosimi de la 20-120m). Foraminifere: Bulimina, Elphidium, Globigerine. -Spirialis.	100 — 800 m
	INFERIOR	Suita de Terebliansk (In bază - argilite, marne, gresii, rar tufuri cu intercalații de gips și anhidrit; calcare cu litothamnium, până la 50m. La partea superioară sare, argile sărate, calcare, aleurolite, gips, anhidrit Foraminifere Bulimmina, Uvigerina	150 — 750 m
HELVETIAN (?)		Suita de Novoselita (Tufuri verzui, aleurite, argilite, tufite, marne și conglomerate cu ciment tufaceu). Foraminifere: Candorbulina universa.	30 — 700 m
		Conglomerat de Tereșulsk (Conglomerate cu elemente carpatice).	0-100m

* *Din „Gheologhicescoie stroienie i goriucie iscopaemie ukrainskih karpat." Subredactia V.V. Gluşko si S.S. Kruglov. Editura „Nedra" Moscova 1971.*

Institutul Geologic al României

D. S Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 25 — 36

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI ASUPRA POZIŢIEI STRUCTURALE A METAMORFITELOR DIN BAZINUL VĂII PUTNEI (CARPAŢII ORIENTALI) [1]

DE

ION BALINTONI [2]

Tectonic windows. Mesozoic. Paleotectonics. Maramureş basement. Tulgheş Series. Lambeau de rabotage. Bretila Series. Bucovinian Nappe. Sub-Bucovinian Nappe. Overthrust Nappes. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic zone. Bistriţa Mountains.

Abstract

New Data on the Structural Position of the Metamorphites from the Putna Valley (the East Carpathians). The article proves that the Mesozoic sedimentary rocks that crop out in the tectonic windows on the Valea Putnei overlie metamorphic rocks of the Bretila Serie and represent the cover of a Maramureş lower basement unit.

I. Introducere

În literatura geologică recentă, rocile sedimentare mezozoice din ferestrele tectonice din bazinul văii Putna, se consideră că reprezintă cuvertura nemetamorfozată a pînzei sub-bucovinice (Săndulescu, 1975a, b), sau de Rodna-Mestecăniş (Bercia et al., 1976). Argumentaţia adusă de Săndulescu este următoarea :

1. Rocile sedimentare mezozoice din ferestrele tectonice de la valea Putnei, au un facies asemănător cu cele din petecele de rabotaj Gura Dămucului şi Bîtca Rotundă, precum şi cu cele din fereastra tectonică Tomeşti, facies diferit de cel al seriei sedimentare mezozoice autohtone bucovinice ;

2. Poziţia geometrică a rocilor sedimentare mezozoice din ferestrele de la valea Putnei este identică cu a celor din petecele de rabotaj

[1] Predată la 7 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 23 aprilie 1979, comunicată în şedinţa din 27 aprilie 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

Gura Dămucului şi Bîtca Rotundă, precum şi cu a celor din fereastra Tomeşti ; or, la Gura Dămucului, în Bîtca Rotundă şi la Tomeşti, deasupra rocilor sedimentare se află roci metamorfe aparţinînd pînzei bucovinice (în alcătuirea pe care Săndulescu, 1975b, o conferă pînzei respective) ;

3. Seria sedimentară sub-bucovinică are un caracter paleotectonic de rid. Conform principiului succesiunii spaţiale determinate a faciesurilor sedimentare, la interiorul şi la exteriorul domeniului de depunere al seriei sub-bucovinice, trebuiau să se găsească serii sedimentare de apă mai adîncă. Întru-cît într-adevăr seria bucovinică şi seriile unităţii de Bretila au acest caracter, rezultă că poziţia mediană a pînzei sub-bucovinice, între pînza bucovinică şi unitatea de Bretila, dedusă pe baza relaţiilor de superpoziţie, este confirmată de poziţia iniţială centrală a domeniului de sedimentare al faciesului sub-bucovinic. În afara argumentelor enumerate mai sus, din lucrarea de sinteză a lui Bercia et al. (1976), putem încă desprinde în acelaşi sens următoarele :

1. Sub rocile sedimentare mezozoice din ferestrele de la valea Putnei se întîlnesc roci ale seriei de Tulgheş, cunoscută ca participînd în această arie, în afara pînzei bucovinice, numai la alcătuirea pînzei de Rodna-Mestecăniş (denumirea pînzei sub-bucovinice în nomenclatura acestor autori) ;

2. Peste rocile sedimentare mezozoice amintite, stau fie roci ale seriei de Tulgheş din pînza bucovinică, fie roci ale seriei de Ţibău din pînza de Rodna-Mestecăniş, rabotate în baza pînzei bucovinice şi aduse tectonic pînă peste rocile sedimentare mezozoice aflate pe pînza de Rodna-Mestecăniş, într-o poziţie mai externă.

Situaţia geologică din fereastra Arseneasa, imediat la sud de valea Putnei, unde de sub roci ale seriei de Rebra din pînza de Iacobeni (=Rodna ?), aflorează o unitate maramureşană, constituită din roci ale seriei de Bretila (Balintoni, Gheuca, 1981) ne-a sugerat oportunitatea reinvestigării metamorfitelor care vin în contact cu rocile sedimentare. Deşi nu am întreprins o recartare a zonei interesate, am cercetat în amănunţime ferestrele tectonice de la valea Putnei şi împrejurimile lor. Rezultatele acestei cercetări sînt consemnate pe schiţa tectonică ataşată articolului, schiţă care se bazează în ce priveşte bazinul văii Putnei pe foaia 1 : 50.000 Vatra Dornei (1975). Aria de aflorare a unităţilor tectonice a fost modificată numai în jurul ferestrelor (1), (3) şi în versanţii pîrîului Sterparu, spre a o pune de acord cu noile observaţii.

II. Metamorfitele de dedesubtul rocilor sedimentare mezozoice

Cristalinul de sub rocile sedimentare este bine deschis în ferestrele (1), (4) şi (6) (numerotarea ferestrelor tectonice corespunde cu cea de pe schiţa tectonică). El este reprezentat prin micaşisturi puternic retromorfozate şi alterate, de culoare argintie pe feţe, ruginie în spărtură, în fereastra (1) ; prin micaşisturi asemănătoare cu cele din fereastra (1), gnaise şi roci cuarţitice cu muscovit, de culoare alb-gălbuie, în fereastra (4) ; prin gnaise şi migmatite oculare puternic retromorfozate în fereastra

Institutul Geologic al României

(6). Atribuim aceste roci seriei de Bretila, pe baza următoarelor argumente :

1. Reprezintă o asociaţie de roci cu grad iniţial de metamorfism ridicat, aspectul lor actual datorîndu-se retromorfismului şi alteraţiei ;

2. Apar migmatite oculare. Asemenea roci într-o poziţie structurală comparabilă, se întîlnesc numai în serie de Bretila ;

3. Asociaţia de roci, aspectele lor macroscopice şi transformările suferite, sînt identice cu ceea ce se întîlneşte în fereastra Arseneasa, unde apar roci ale seriei de Bretila netransformate ;

4. Partea lor superioară în fereastra (4), este la aceeaşi altitudine cu partea superioară a seriei de Bretila din fereastra Arseneasa ; or, fereastra (4) din valea Putnei se situează în prelungirea directă spre nord a anticlinalului Arseneasa ;

5. După cum vom vedea mai departe, în poziţie sigur superioară rocilor caracterizate mai sus, stau roci ale seriei de Rebra din pînza de Iacobeni (=Rodna ?). Concluzia de ordin tectonic care se impune, şi care este în acord cu ceea ce ştim actualmente despre structura părţii centrale a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, este că, cristalinul de dedesubtul rocilor sedimentare mezozoice din ferestrele de la valea Putnei aparţine unei unităţi maramureşene, şi anume unităţii de Călineşti [3].

În legătură cu apartenenţa rocilor cristaline în discuţie, dorim să menţionăm că, dificultăţile de încadrare a lor la seria de Tulgheş au fost remarcate de către B e r c i a et al. (1971) [4], care au fost nevoiţi să creeze un facies special al seriei de Tulgheş, numit „faciesul de Putnişoara". De asemenea pe foaia 1 : 50.000 Vatra Dornei (1975), autorii folosesc un semn aparte pentru rocile metamorfe de dedesubtul rocilor sedimentare mezozoice, notîndu-le în legendă drept „seria de Tulgheş nedivizată".

III. Metamorfitele de deasupra rocilor sedimentare mezozoice

Deasupra rocilor sedimentare mezozoice şi în contact direct cu ele stau :

1. Amfibolite ale seriei de Rebra în fereastra (3) ;

---

[3] La sugestia lui H. K r ä u t n e r, schimbăm numele unităţii maramureşene din fereastra tectonică Arseneasa, din acela de „unitatea de Arseneasa", în acela de „unitatea de Călineşti", după localitatea care se află în apropierea ferestrei tectonice Arseneasa. Operăm această schimbare din cauză că numele de „Arseneasa", a fost folosit pentru o subdiviziune litostratigrafică a seriei de Tulgheş. De asemenea, începînd de acum înainte, vom da formaţiunii de Pietrosu Bistriţei numele de „formaţiune de Negrişoara" după numele afluentului mare de stînga al rîului Neagra Broştenilor, unde formaţiunea respectivă oferă o succesiune mai completă şi este bine deschisă. Această schimbare o operăm spre a evita eventualele confuzii, avînd în vedere că mai există „pînză de Pietrosu Bistriţei" şi „gnaisele porfiroide de Pietrosu".

[4] Arh IGG Bucureşti.

Institutul Geologic al României

2. Calcare cristaline atribuite seriei de Ţibău (foaia 1 : 50.000 Vatra Dornei) în aproape toate ferestrele ;

3. Roci ale seriei de Tulgheş pe cea mai mare întindere.

În fereastra (1) rocile sedimentare mezozoice suportă şisturi cuarţitice micacee puternic milonitizate, care par a aparţine paragnaiselor cuarţitice cu biotit ale formaţiunii de Negrişoara.

În fereastra (3), deasupra amfibolitelor seriei de Rebra urmează roci ale formaţiunii de Negrişoara milonitizate (gnaise porfiroide de Pietrosu) şi apoi roci ale seriei de Tulgheş.

În malul drept al pîrîului Sterparu (cursul superior al pîrîului Roşu), se întîlnesc din nou amfibolite şi roci cuarţitice cu magnetit ale seriei de Rebra, puternic milonitizate. În versantul stîng al pîrîului Sterparu, sînt figurate gnaise porfiroide de Pietrosu de către Erhan (1974), şi pe foaia 1 : 50.000 Vatra Dornei (1975). Erhan (1974) a văzut şi amfibolitele din fereastra (3), dar le-a atribuit seriei de Tulgheş şi nu le-a înţeles semnificaţia tectonică.

Interpretarea aspectelor structurale pe care le ridică relaţiile dintre rocile citate mai sus, este posibilă prin raportarea la ceea ce se cunoaşte în ariile învecinate. În ultimii ani I. Balintoni şi I. Gheuca (1977, 1978, 1979) au prezentat o imagine structurală sensibil diferită de cele anterioare, asupra tectonicii părţii centrale a zonei cristalino-mezozoice. Pentru înţelegerea problemelor de la valea Putnei, reamintim pe scurt cîteva din concluziile expuse în lucrarea care tratează despre regiunea imediat învecinată, versantul sudic al muntelui Giumalău (Balintoni, Gheuca, 1979) [5].

a) În malul stîng al Bistriţei, în bazinul pîrîului Arseneasa, începînd de jos în sus se întîlnesc următoarele unităţi tectonice mezocretacice : unitatea maramureşană de Călineşti, alcătuită din roci ale seriei de Bretila ; pînza de Iacobeni (=Rodna ?) alcătuită din roci ale seriei de Rebra ; pînza de Pietrosu Bistriţei, alcătuită din roci ale formaţiunii de Negrişoara ; pînza bucovinică, reprezentată în sectorul citat prin roci ale seriei de Tulgheş.

b) În zona ferestrei Arseneasa, pînzele de Iacobeni (=Rodna ?) şi de Pietrosu Bistriţei se subţie pînă la a deveni fragmentare ; această proprietate a celor două pînze se menţine spre nord, fiind controlată de noi în Obcina Mestecănişului şi în Maramureş. Ca urmare a acestei trăsături a pînzelor de Iacobeni (=Rodna ?) şi de Pietrosu Bistriţei, rocile seriei de Tulgheş din pînza bucovinică pot să ajungă în contact direct cu formaţiuni componente ale unităţilor maramureşene, aşa cum se şi întîmplă în partea nordică a ferestrei Arseneasa.

c) În versantul stîng al pîrîului Arseneasa, se urmăreşte cu direcţia nord-vest o falie direcţională importantă, ce ridică compartimentul estic.

Dacă trecem acum la analiza relaţiilor spaţiale dintre volumele de roci recunoscute sigur din punct de vedere al apartenenţei lor stratigra-

[5] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

fice și tectonice, ce stau între unitatea maramureșană de Călinești și pînza bucovinică, în ferestrele tectonice de la valea Putnei, vom vedea că aceste relații sînt identice cu cele din fereastra Arseneasa. Altfel spus, deasupra rocilor sedimentare mezozoice din valea Putnei stau : fie roci ale seriei de Rebra din pînza de Iacobeni (=Rodna ?), urmate de roci ale formațiunii de Negrișoara din pînza de Pietrosu Bistriței, și apoi ale seriei de Tulgheș din pînza bucovinică-cazul ferestrei (3), unde succesiunea pînzelor de șariaj este deci completă în ordine normală ; fie roci ale formațiunii de Negrișoara din pînza de Pietrosu Bistriței, urmate de roci ale seriei de Tulgheș din pînza bucovinică-cazul ferestrei (1), unde în succesiunea pînzelor de șariaj lipsește pînza de Iacobeni (=Rodna ?) ; fie roci ale seriei de Tulgheș din pînza bucovinică, cum este cazul într-o bună parte a ferestrei (4) spre exemplu, unde în succesiunea pînzelor de șariaj lipsesc două unități, cea de Iacobeni (=Rodna ?), și cea de Pietrosu Bistriței. Reamintim de asemenea prezența rocilor seriei de Rebra din pînza de Iacobeni (=Rodna ?) și în versantul drept al pîrîului Sterparu, succedate de roci ale formațiunii de Negrișoara și apoi ale seriei de Tulgheș, în poziții tectonice neîndoielnic. Prin urmare, ferestrele tectonice de la valea Putnei pun în evidență continuarea spre nord, în lungul anticlinalului Arseneasa, a ceea ce cunoaștem deja că se întîmplă cu pînzele de Iacobeni (=Rodna ?) și de Pietrosu Bistriței în jurul ferestrei Arseneasa, adică faptul că cele două pînze se subție și devin fragmentare. Problema lamelor de calcare cristaline și dolomite atribuite în totalitate seriei de Țibău de către autorii foii 1 : 50.000 Vatra Dornei este ceva mai delicată după părerea noastră, deoarece unele ar putea aparține seriei de Rebra ; ne bazăm în această afirmație tot pe situația din fereastra Arseneasa, unde în versantul drept al pîrîului Arseneasa, din seria de Rebra mai rămîne doar un lambou de calcare.

Am amintit mai sus și de falia direcțională Arseneasa, pentru motivul că, ferestrele (1), (2) și (3), ca și cele din lungul pîrîului Timiș, sînt situate evident în compartimentul estic, ridicat, al faliei respective ; formațiunile aparținînd acelorași unități tectonice, se află aproximativ la aceeași altitudine.

Din discuția purtată pînă aici, observăm că argumentele (4) și (5), care în concepția lui B e r c i a et al. (1976) ar indica aflorarea pînzei de Rodna-Mestecăniș în ferestrele tectonice de la valea Putnei își pierd valabilitatea ; singurele roci metamorfe de acolo a căror apartenență tectonică nu o putem clarifica deocamdată, sînt calcarele și dolomitele cristaline ale seriei de Țibău.

IV. **Rocile sedimentare mezozoice**

În continuare vom trece la analiza argumentelor lui S ă n d u l e s c u (1975a). În ce privește faptul că sedimentele mezozoice din ferestrele tectonice de la valea Putnei, cele din petecele de rabotaj Gura Dămucului și Bîtca Rotundă, precum și cele din fereastra tectonică de la Tomești,

Institutul Geologic al României

au un facies asemănător între ele şi diferit de-al seriei bucovinice autohtone, nu avem de făcut comentarii, deoarece stratigrafia formaţiunilor mezozoice nu intră în competenţa noastră ; ca urmare, sîntem de acord cu ipoteza lui Săndulescu, că rocile respective aparţin aceleiaşi pînze. În ce priveşte cel de-al doilea argument însă, lucrurile se prezintă după noi altfel. Situaţia de la valea Putnei am văzut-o : rocile sedimentare mezozoice au sub ele metamorfite ale seriei de Bretila din unitatea maramureşeană de Călineşti, şi deasupra lor metamorfite ale tuturor pînzelor de şariaj superioare unităţii de Călineşti, cunoscute în zonă, inclusiv pînza de Iacobeni (=Rodna ?), considerată de Săndulescu (1975b) drept unitate de Bretila. În ce priveşte rocile sedimentare de la Tomeşti, reamintim că în 1967, atunci cînd Săndulescu le-a figurat pentru prima dată pe o hartă geologică drept parte a unei pînze de şariaj inferioare celei bucovinice, se ştiau destul de puţine despre complexitatea structurală a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. În lucrările prezentate de Mureşan (1976) şi de Bercia et al. (1976), se admite că rocile sedimentare mezozoice de la Tomeşti stau sub pînza de Rodna (Mureşan), sau de Iacobeni (Bercia et al.), adică pe o unitate maramureşeană (Kräutner, 1972). Considerăm că motivarea acestei concepţii este întemeiată. În acest sens aducem în discuţie următoarele elemente controlate de noi :

1. Atît în Maramureş cît şi în munţii Bistriţei seria de Rebra este mărginită la partea inferioară de un plan tectonic major de sub care aflorează unităţi maramureşene ;

2. În fereastra tectonică Arşiţa Barnarului, peste seria de Bretila intens retromorfozată şi alterată, stă un Trias inferior în facies dolomitic, asemănător cu cel de la valea Putnei, şi cu cel de la Tomeşti în consecinţă ;

3. Şi în munţii Bistriţei şi în împrejurimile Gheorghienilor, destul de aproape de Tomeşti, seria de Rebra este mărginită de un plan tectonic major la partea superioară de asemenea, deasupra căruia stau roci ale formaţiunii de Negrişoara din pînza de Pietrosu Bistriţei. La Iacobeni (pîrîul Suhărzelu), seria de Rebra suportă roci sedimentare mezozoice în facies specific, fiind probată vîrsta alpină a planului tectonic respectiv. Or, existenţa unui singur plan de şariaj alpin în interiorul stivei de roci cristaline de la Tomeşti spre est, face imposibilă atribuirea rocilor sedimentare mezozoice de la Tomeşti primei pînze de sub cea bucovinică, admiţînd firesc că deasupra acestor roci avem de asemenea un plan de şariaj major, fapt nepus la îndoială pînă în prezent.

Să analizăm acum situaţia petecelor de rabotaj Gura Dămucului şi Bîtca Rotundă, peste care stau într-adevăr metamorfite ale pînzei bucovinice. În primul rînd reamintim, că peste o unitate tectonică inferioară (maramureşeană spre exemplu), datorită caracterului fragmentar al unora din pînzele de şariaj, nu este obligatoriu să stea întotdeauna prima unitate superioară, ci poate repauza uneori a doua sau chiar a treia ; am văzut aceasta la valea Putnei. În al doilea rînd, posibilitatea ca în fruntea pînzei bucovinice să fie rabotate roci sedimentare de pe unităţi

Institutul Geologic al României

inferioare diferite, este ilustrată de Săndulescu însuși (1976b) ; la Pojorîta, petecele de rabotaj Măgurele (aflate dealtfel în apropierea petecelor de rabotaj Lefele, Floarea și Măcieș, atribuite pînzei sub-bucovinice), au facies asemănător cu cel al seriei sedimentare mezozoice de la Iacobeni, pe care Săndulescu o include la învelișul nemetamorfozat al unității de Bretila. Încheind discuția asupra celui de-al doilea argument al lui Săndulescu, observăm că informațiile existente la ora actuală, pledează împotriva atribuirii rocilor sedimentare mezozoice din ferestrele tectonice de la valea Putnei, a celor din fereastra Tomești, și a petecelor de rabotaj Gura Dămucului și Bîtca Rotundă, primei pînze mezocretacice de sub cea bucovinică. Ele pot să reprezinte cuvertura unei unități de soclu maramureșene.

Trecînd la cel de-al treilea argument al lui Săndulescu, din nou, nu ne propunem să discutăm faciesul de tip rid al seriei zise sub-bucovinice și nici faptul că faciesul respectiv trebuie să fi fost mărginit spre interior și exterior de faciesuri de apă mai adîncă. Însă, bazîndu-ne de asemena pe datele lui Săndulescu (1975a, 1976a, 1976b), remarcăm că atît în prezentarea pe care o face domeniului de sedimentare al seriilor transilvane cît și al seriilor unității de Bretila, el relevă complexitatea remarcabilă a acestor domenii, în structura lor putîndu-se presupune existența unor zone faciale deosebite, inclusiv de tip rid. În plus mai putem adăuga răspîndirea extrem de limitată a rocilor sedimentare mezozoice în cadrul pînzelor de soclu central est-carpatice, precum și posibilitatea ca unele să fie lipsite total de cuvertură mezozoică (spre exemplu pînza de Pietrosu Bistriței după datele de pînă acum). Dacă acceptăm ca îndreptățite observațiile de mai sus, atunci trebuie să admitem că nivelul informațional actual este încă insuficient spre a permite o reconstituire paleotectonică exactă a tuturor domeniilor de depunere ale seriilor sedimentare mezozoice suportate de pînzele de soclu central est-carpatice, și a relațiilor dintre aceste domenii. Sintetizînd discuțiile, concludem că ferestrele tectonice de la valea Putnei scot într-adevăr la iveală o unitate tectonică maramureșană, împreună cu cuvertura ei de roci sedimentare mezozoice. În măsura în care, principiul constanței faciale a cuverturii sedimentare mezozoice a unei pînze de soclu central est-carptice date, se acceptă în continuare ca valabil, la Tomești aflorează aceeași unitate tectonică ca și la valea Putnei ; de asemenea, petecele de rabotaj din fruntea pînzei bucovinice, care au un facies asemănător cu al rocilor sedimentare mezozoice din ferestrele tectonice de la valea Putnei și Tomești, trebuie să fi fost smulse de pe aceeași unitate.

V. Problema pînzei sub-bucovinice (Săndulescu, 1967) sau de Rodna-Mestecăniș (Bercia et al., 1971) [6]

După părerea noastră, întreaga problematică a pînzei respective trebuie revăzută, întrucît argumentația pe baza căreia a fost separată

[6] *Op. cit.* pct. 5.

Institutul Geologic al României

inițial a devenit caducă. În afara celor prezentate pînă aici în articolul de față, mai putem adăuga :

1. Planul figurat ca punînd în contact, de la Gheorghițeni spre nord, pînza bucovinică cu cea sub-bucovinică (foaia 1 : 50.000 Vatra Dornei), este o retro-încălecare (Balintoni, Gheuca, 1979) ;

2. Planul de șariaj figurat a pune în contact aceleași pînze, între valea Putnei și Delnița (foile 1 : 50.000 Vatra Dornei și Pojorîta, 1975), se află atît în prelungirea retro-încălecării amintite, cît și pe direcția spre nord a ferestrelor tectonice de la valea Putnei ; deci aproape sigur are o altă semnificație decît cea ce i se acordă în prezent ;

3. Cristalinul din muntele Holovaciul, considerat a reprezenta un important petec de acoperire al pînzei sub-bucovinice, alcătuit din roci ale seriei de Tulgheș (Bercia et al., 1976) s-a dovedit în realitate o unitate maramureșană, constituită din roci ale seriei de Bretila, și stînd pe fliș negru (Zincenco, Balintoni, 1979) [7] ;

4. La sud de Neagra Broștenilor, Bercia et al. (1976), nici nu au putut separa pînza bucovinică de cea sub-bucovinică, din cauza lipsei argumentelor.

Deși contribuțiile noastre pun la punct multe situații concrete în relație cu pînza sub-bucovinică, problema rămîne a fi rezolvată definitiv în viitor, deoarece :

a) Seria de Tulgheș se întîlnește și în poziții inferioare pînzei bucovinice ; în legătură cu aceasta dăm ca exemplu implicațiile unității de Bărnărel, începînd de la gura rîului Barnar spre sud (Balintoni, Gheuca, 1978) ;

b) De la valea Putnei spre nord, sub rocile seriei de Tulgheș din pînza bucovinică, se află roci ale seriei de Țibău, care în bazinul Bistriței, la nord de Iacobeni, par a repauza normal pe seria de Tulgheș (foile 1 : 50.000 Vatra Dornei și Pojorîta, 1975). În ideea că ambele situații pot avea aceeași cauză, emitem aici ipoteza, că ele se pot datora unei complicații frontale de tip digitație, produsă prin mecanismul de sub-împingere, a ansamblului format din pînzele bucovinică și de Pietrosu Bistriței, în timpul punerii în loc a ultimei pînze, specificînd că pînzele de soclu central est-carpatice s-au pus în loc de sus în jos.

Credem că cele discutate pe ultimele pagini ale articolului reprezintă de fapt concluziile. În încheiere, îndreptăm un gînd de recunoștință spre Dr. Mircea Săndulescu, de la care am învățat să apreciem valoarea argumentației stricte în concepțiile tectonice, și încîntarea spirituală pe care o dă înțelegerea structurii teritoriului carpatic.

---

[7] Arh. IPEG „Maramureș" Baia Mare.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII, 5, pp. 11—38, București.

— (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărnărel, în aria dintre rîurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali) *D. S. Inst. geol. geofiz.*; LXIV, 5, București.

— Gheuca I. (1981) Probleme structurale ale văii Bistriței între Dorna Arini și Zugreni (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI /5, București.

Bercia I., Bercia Elvira, Săndulescu M., Szász L. Harta geologică 1 : 50.000, foaia Vatra Dornei. 1975. *Inst. geol. geofiz.* București.

— Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, pp. 37—70, București.

Erhan V. (1974) Studiul geologic al regiunii Valea Putnei-Giumalău. *Inst. geol. st. tehn. econ., seria I. Miner.-Petr.*, 10, București.

Kräutner H. G. (1972) Voralpidische Entwicklung und Alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der Nordlichen Ostkarpaten (Maramuresher Massiv). *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., Série Géol.*, 16, 2, pp. 81—90, București.

— Kräutner Florentina, Săndulescu M., Bercia Elvira, Alexandrescu Gr., Ștefănescu M., Ion Jana. Harta geologică 1 : 50.000, foaia Pojorîta, 1975. *Inst. geol. geofiz.*, București.

Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 77—94, București.

Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș-une nouvelle nappe de decollement dans le Carpathes Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk., VIII-ème Congr., rapp. geotect.*, pp. 179—185, Belgrad.

— (1975a) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLV, București.

— (1975b) Essai de synthèse structurale des Carpathes, *B.S.G.F.*, (7), XVII, Nr. 3, pp. 299—358, Paris.

— (1976a) La correlation structurale du tronçon oriental avec méridional des Carpathes roumaines. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 177—194, București.

— (1976b) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al Văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 149—176, București.

DISCUȚII

M. Mureșan : 1. Temeiurile existenței pînzei subbucovinice au fost puse la îndoială deja cu cîțiva ani mai înainte, în urma cercetărilor noastre din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice (1976), arătînd că ansamblul depozitelor sedimentare mezozoice de la NW de Tomești, atribuite anterior de M. Săndulescu

Institutul Geologic al României

(1968) acestei unități, aparțineau în realitate unei pînze inferioară pînzei de Iacobeni (în munții Bistriței M. Săndulescu o situează sub ceea ce numește pînza subbucovinică, atribuind-o unității de Bretila).

2. Din lucrarea prezentată, ca și din cercetările noastre, reiese indirect că principiul „depozitelor mezozoice ale fiecărei pînze alpine au anumite trăsături faciale specifice, conform poziției lor paleogeografice inițiale", nu poate fi absolutizat în ceea ce privește ierarhizarea geometrică a pînzelor, el putînd fi aplicat numai în strînsă corelație cu datele de teren și cu alți factori. Astfel, avem drept exemplu formațiunile mezozoice din ferestrele din valea Putnei, care reveneau (după M. Săndulescu) pînzei subbucovinice, suprapuse geometric pînzei de Iacobeni, cu o altă suită mezozoică, care inițial trebuia să ocupe o poziție paleogeografică mai externă în raport cu primele. Acum, prin cele prezentate de autor, trebuie să acceptăm o situație paleogeografică tocmai inversă. În plus, nu trebuie să uităm că pînzele bucovinice fiind pînze de forfecare (M. Săndulescu, 1968, 1969, 1975), localizarea planelor de șariaj care le delimitează nu a putut fi influențate decisiv de configurația fundului bazinelor de sedimentare mezozoice, puțin adînci, în care un „rid" nu putea depăși cîțiva zeci de metri ca înălțime. Ținînd seama de aceasta precum și de posibilitatea recurențelor faciesurilor de sedimentare mezozoice considerăm că pot exista cazuri în care o pînză să aibă o cuvertură mezozoică cu variații faciale, după cum pot exista pînze în care Mezozoicul să prezinte același facies.

3. Considerăm că, dacă s-ar accepta că lambourile tectonice de roci carbonatice, prezente în ferestrele din valea Putnei, au fost smulse din seria de Rebra (situată dedesubt) și nu din seria de Țibău, ar deveni inutilă necesitatea unor explicații tectonice complicate, cu care să se argumenteze apartenența inițială a rocilor din aceste lame de rabotaj la cuvertura paleozoică a seriei de Tulgheș, din unitatea care acum le încalecă.

M. Săndulescu: Contribuțiile aduse în ultimii ani de autor au însemnat tot atîtea elemente pozitive utile în cunoașterea foarte complicatei structuri a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. Nu în acest sens vom prezenta unele observații în cele ce urmează.

În analiza evoluției pînzelor din zona cristalino-mezozoică este necesar să se aibă în vedere o ierarhizare a principiilor care fundamentează criteriile de recunoaștere a elementelor tectonice majore existente. Considerăm că principiul fundamental este acela al evoluției sedimentogenetice și a succesiunilor litostratigrafice generate în timpul ciclului alpin adică începînd cel mult din Paleozoicul terminal, dar debutînd clar cu Triasicul inferior. Logica paleogeografiei alpine a unităților din zona cristalino-mezozoică este normal să se recunoască în logica succesiunii pe verticală a unităților structurale majore. Ignorarea acestui principiu introduce fără îndoială erori și determină confuzii de nedorit în înțelegerea evoluției alpine.

Formațiunile mezozoice cunoscute în pînzele central est-carpatice se grupează — în special cele triasice — în două grupe de facies: unul înglobînd faciesurile bucovinic și subbucovinic, altul înglobînd faciesurile unităților infrabucovinice (pînzele maramureșene). Deosebirile între cele două grupe sînt substanțiale; în cadrul fiecărui grup diferențele există, dar sînt mult mai moderate.

Institutul Geologic al României

Juxtapunerea succesivă de la interior spre exterior, conform logicii paleogeografice amintite, a celor două grupe de faciesuri este susținută de numeroase argumente sedimentogenetice pe care nu este cazul să le discutăm aici. Confundarea oarecum a acestor zone de sedimentare este greu de susținut și nu reprezintă decît un argument de circumstanță.

În această situație este evident că trebuie găsite explicații situațiilor semnalate de autor în regiunea văii Putna.

Pentru a explica prezența seriei de Bretila în culcușul formațiunilor mezozoice noi facem apel la intervenția proceselor de șariaj prealpine, hercinice sau mai vechi, care au adus în poziție tectonică roci ale seriei de Bretila peste seria de Tulgheș. Acest proces (pînza gnaiselor de Rarău) este cunoscut în pînza bucovinică și este logic să poată fi prezent și în „soclul" prealpin al pînzei subbucovinice.

Pentru formațiunile cristaline — exceptînd seria de Tulgheș — din acoperișul tectonic al depozitelor sedimentare din valea Putnei sînt de remarcat următoarele :

— restrîngerea porfiroidului de Pietrosu la o singură unitate tectonică din sistemul pînzelor central est-carpatice nu este încă dovedită și,

— prezența seriei de Rebra și în alte unități decît în pînza de Iacobeni nu este, logic, exclusă.

Ținînd seama de cele de mai sus, considerăm posibil ca unele contacte tectonice considerate prealpine sau, chiar dacă sînt alpine, să fie de fapt plane de forfecare și alunecare paralele și superioare planului de șariaj al unității alpine în care se află. Apariția în „soclul" unor pînze alpine, a unuia sau mai multor plane de forfecare și alunecare, eventual de aceeași vîrstă și paralele cu planul de șariaj ar explica multe situații astăzi controversate.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA POSITION STRUCTURALE DES MÉTAMORPHITES SITUÉS DANS LE BASSIN DE LA VALLÉE DE LA PUTNA (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

On a considéré jusqu'à présent que les roches sédimentaires mésozoïques affleurant dans les fenêtres tectoniques de la vallée de la Putna reposaient sur des métamorphites de la série de Tulgheș et représentaient la couverture de la nappe sub-bucovinienne. La réinvestigation des métamorphites situés dans la zone de cette vallée a révélé le fait que cette série sédimentaire mésozoïque surmonte ici des roches de la série de Bretila représentant la couverture de l'unité tectonique maramurechéenne de Călinești. En-dessus des roches sédimentaires reposent des métamorphites de la série de Rebra de la nappe de Iacobeni (=Rodna ?), de la formation de Negrișoara de la nappe de Pietrosu Bistriței, de la série de Tulgheș de la nappe bucovinienne, ainsi que des calcaires et des dolomies de la série de Țibău. Les relations complexes entre les roches des formations composant les unités tectoniques supérieures à celle maramurechéenne

Institutul Geologic al României

de Călinești sont dues au fait que, dans la zone du Nord de la vallée du ruisseau Bistrița, deux des nappes de charriage, notamment la nappe de Iacobeni (=Rodna ?) et celle de Pietrosu Bistriței, s'amincissent et deviennent fragmentaires. Rapellons que dans la partie centrale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales on distingue, de bas en haut, les suivantes unités tectoniques méso-crétacées : l'unité maramurechéenne de Călinești, la nappe de Iacobeni (=Rodna ?), la nappe de Pietrosu Bistriței, la nappe bucovinienne.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse tectonique de la région de la vallée de la Putna-Arseneasa ; secteur du nord-ouest du sommet Giumalău d'après les feuilles 1:50.000 Vatra Dornei (1975) et Pojorîta (1975), réinterprétées par l'auteur ; secteur du sud-est du sommet Giumalău, d'après les données de I. Balintoni et I. Gheuca (1978). 1, unité maramuréchéenne de Călinești ; 2, nappe de Iacobeni (=Rodna ?) ; 3, nappe de Pietrosu Bistriței ; 4, nappe bucovinienne ; 5, calcaires et dolomies de Țibău : 6, plan de charriage principal ; 7, lambeau de rabotage, doublage ; 8, faille.

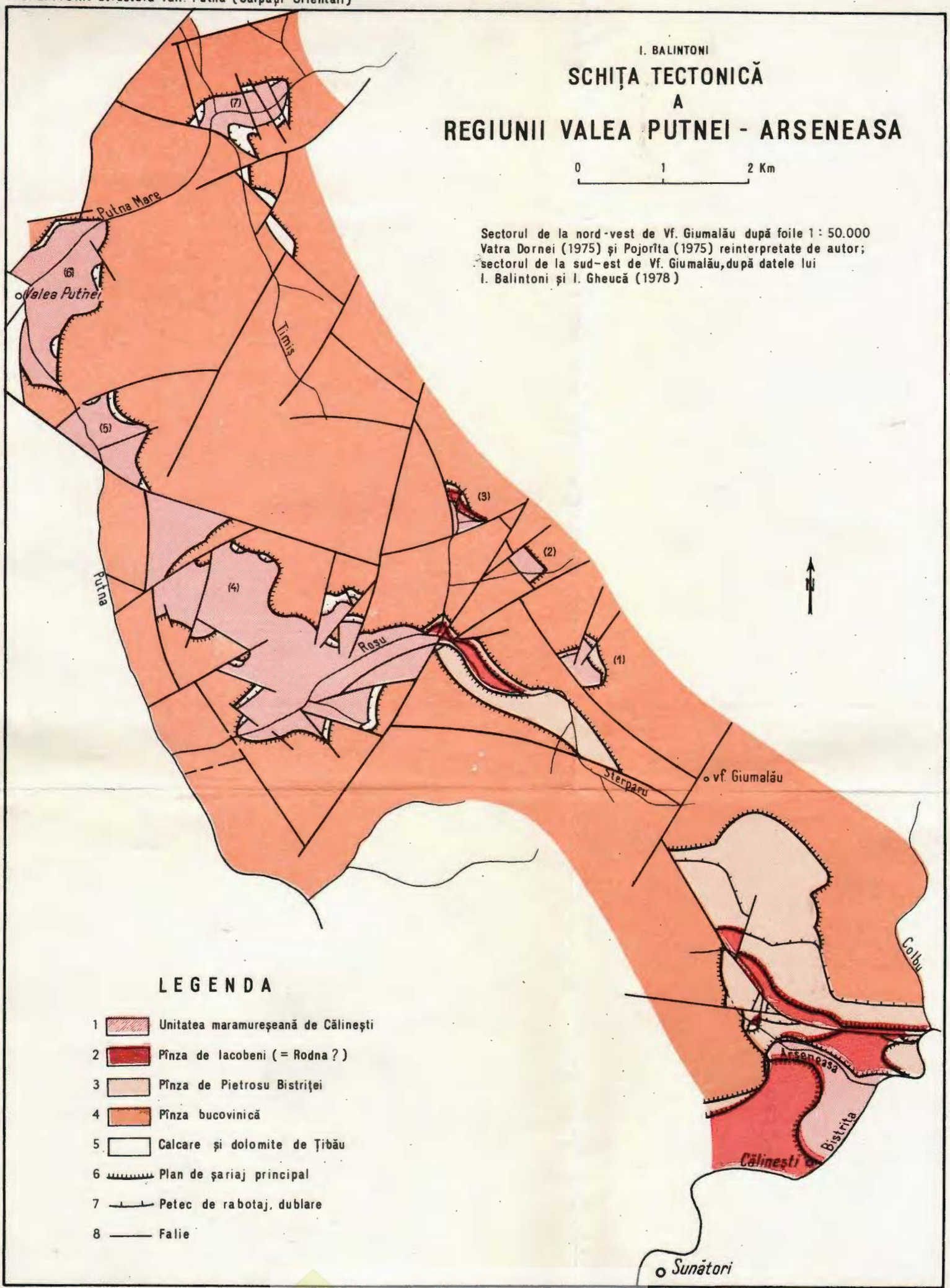
Institutul Geologic al României

I. BALINTONI

SCHIŢA TECTONICĂ A REGIUNII VALEA PUTNEI - ARSENEASA

0 1 2 Km

Sectorul de la nord-vest de Vf. Giumalău după foile 1 : 50.000 Vatra Dornei (1975) şi Pojorîta (1975) reinterpretate de autor; sectorul de la sud-est de Vf. Giumalău, după datele lui I. Balintoni şi I. Gheucă (1978)



LEGENDA

1 Unitatea maramureşeană de Călineşti
2 Pînza de Iacobeni (= Rodna ?)
3 Pînza de Pietrosu Bistriţei
4 Pînza bucovinică
5 Calcare şi dolomite de Ţibău
6 Plan de şariaj principal
7 Petec de rabotaj, dublare
8 Falie

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ. Dări de seamă vol. LXVI / 5

Imprim Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 37—49

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

PROBLEME STRUCTURALE ALE VĂII BISTRIŢEI ÎNTRE DORNA ARINI ŞI ZUGRENI (CARPAŢII ORIENTALI) [1]

DE

ION BALINTONI, ION GHEUCA [2]

Overthrust nappes. Alpine Cretaceous tectonics. Bretila Series. Rodna Nappe. Rebra Series. Pietrosu Bistriţei Nappe. Tulgheş Series. Stratigraphy of crystalline schists formations. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic zone. Bistriţa Mountains.

Abstract

Structural Problems of the Bistriţa Valley between Dorna Arini and Zugreni (East Carpathians). The central part of the Crystalline-Mezosoic zone of the East Carpathians shows an Alpine structure in overthrust nappes, the main tectogenesis being Cretaceous pre-Vraconian. The main tectonic Alpine units in the mentioned area are from bottom to top : the Arseneasa unit, formed of rocks of the Bretila series ; the Rodna nappe, consisting of rocks of the Rebra series ; the Pietrosu Bistriţei nappe, containing rocks of the Pietrosu Bistriţei formation ; a nappe formed of rocks of the Tulgheş series. The whole structural edifice was folded after the overthrusts.

Nu departe spre est de Vatra Dornei se găseşte punctul de tangenţă între patru foi ale hărţii geologice a României, scara 1:50.000 : Vatra Dornei, tipărită în 1975 ; Rarău şi Broşteni, lucrate dar netipărite ; Şaru Dornei, în lucru. Necesităţile de corelare între aceste foi, dat fiind că au apărut elemente structurale şi stratigrafice noi, pe măsura avansării cartării, ne-au determinat să revedem aria adiacentă văii Bistriţei, între comuna Dorna Arini şi cheile Bistriţei la Zugreni. Pentru perimetrul prezentat de noi în acest articol, lucrările de referinţă publicate sînt

[1] Predată la 2 februarie 1979, acceptată pentru publicare la 26 februarie 1979, comunicată în şedinţa din 9 martie 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

cele ale lui Savul (1938), Bercia şi Bercia (1970), Balintoni, Gheuca (1977), şi foaia 1:50.000 Vatra Dornei (1975). În toate acestea se afirmă structura în pînze de şariaj a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, concepţiile evoluînd treptat, pe măsura creşterii gradului de cunoaştere a regiunii.

I. Unităţile tectonice, conţinutul lor stratigrafic

În cele ce urmează vom face un comentariu pe marginea hărţii, insistînd numai asupra informaţiilor prezentate în acest articol pentru prima dată. De asemenea, nu vom lua în discuţie argumentele care dovedesc existenţa pînzelor de şariaj citate, deoarece acest lucru s-a făcut cu alte ocazii (Balintoni, Gheuca, 1977, 1978).

1. *Unitatea de Arseneasa* (unitatea maramureşană, Balintoni, Gheuca 1977). Numim astfel unitatea tectonică cea mai profundă vizibilă în aria cartată. Unitatea de Arseneasa este deschisă în fereastra cu acelaşi nume (Balintoni, Gheuca, 1977) şi este constituită din metamorfite ale seriei de Bretila. Paralelizarea metamorfitelor ce alcătuiesc unitatea de Arseneasa cu seria de Bretila s-a făcut pe baza următoarelor observaţii : grad de metamorfism iniţial asemănător, în faciesul amfibolitelor cu almandin ; conţinut petrografic comparabil ; retromorfism şi alterare pre-triasică intense la partea superioară în ambele cazuri ; aceeaşi poziţie geometrică, în unităţi tectonice inferioare celei care conţine seria de Rebra. În acest an, spre terminaţia nordică a ferestrei Arseneasa au fost descoperite micaşisturi cuarţitice cu biotit, muscovit şi granaţi mari, evident cu grad de metamorfism iniţial ridicat. În acelaşi loc, s-a putut urmări trecerea la rocile intens transformate, în care pe lîngă cuarţ, se mai văd doar mice albe şi oxizi de fier. Condiţiile precare de aflorare împiedică stabilirea litostratigrafiei formaţiunii cristaline constitutive a unităţii de Arseneasa, dar cunoaşterea conţinutului ei petrografic nu ridică greutăţi deosebite. Astfel, în stadiul pre-retromorf predominau cuarţitele micacee, cu care se asociau micaşisturi şi gnaise ; ori, abundenţa rocilor cuarţitice şi a gnaiselor, precum şi absenţa calcarelor, sînt trăsături specifice ale seriei de Bretila în toate locurile de apariţie. Datorită proceselor de retromorfism şi alterare pre-triasică, adesea cuarţitele micacee capătă aspect de cuarţite sericitoase, micaşisturile de filite, iar gnaisele aspecte de roci albe, fin litate, uşor confundabile cu rocile cuarţo-feldspatice din seria de Tulgheş. Caracteristică pentru rocile transformate este coloraţia ruginie, dată de fierul trivalent care le impregnează.

Întru-cît şi în fereastra Arşiţa Barnarului (Balintoni, Gheuca, 1977), de sub seria de Rebra, aflorează aceleaşi tipuri de roci ca şi în fereastra Arseneasa, profund retromorfozate şi alterate pre-triasic (acolo peste metamorfite stau şi sedimente mezozoice, ceea ce ne-a permis de fapt stabilirea vîrstei alterării) opinăm că este vorba de aceeaşi unitate tectonică.

Şi în extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, rocile seriei de Rebra încalcă peste sedimente mezozoice.

Institutul Geologic al României

Mureșan (1976) a emis ipoteza că sedimentele mezozoice ar reprezenta cuvertura nemetamorfozată a unei unități tectonice inferioare celei care conține seria de Rebra (pînza cu serie de Rebra echivalînd-o cu pînza de Rodna) și pe care a numit-o unitatea de Tomești. Săndulescu (1967, 1975) este însă de părere că sedimentele mezozoice de la Tomești ar aparține pînzei subbucovinice, în accepția că tot cristalinul Carpaților Orientali, ar sta în pînza bucovinică spre sud de Gheorghieni, pînă la Miercurea Ciuc. În ce ne privește, admitem ca mai probabilă ipoteza lui Mureșan (1976).

Spre nord, unități tectonice inferioare celei ce conține seria de Rebra, și avînd în constituție roci ale seriei de Bretila, au fost descrise în fereastra Rusaia, în munții Rodnei și în Maramureș. Aceste unități tectonice au fost denumite „maramureșene" de către Kräutner (1972), denumire menținută de către Bercia et al. (1976). Săndulescu (1972, 1975, 1976) reunește unitățile în discuție sub numele comprehensiv de „unitatea de Bretila". În accepția sa ar fi vorba de o unitate „cu o constituție complexă și încă nu pe deplin lămurită" (Săndulescu, 1976, pag. 164). Mai amintim că Săndulescu în toate lucrările citate include la „unitatea de Bretila" și seria de Rebra cu învelișul ei mezozoic din fereastra Iacobeni. Mureșan (1976) și (Bercia et al., 1976) individualizează însă seria de Rebra împreună cu sedimentele mezozoice pe care le suportă, din fereastra Iacobeni, într-o pînză de sine stătătoare, pe care o denumesc pînza de Rodna Mureșan, și pînza de Iacobeni ceilalți autori, atașînd-o pînzelor bistrițene (Bercia et al. 1971)[3]. Autorii citați se bazează în această schemă pe interpretarea pe care o dă Mureșan sedimentelor mezozoice din fereastra Tomești și pe descoperirea de către Balintoni, Gheuca (1977) în partea centrală a zonei cristalino-mezozoice, a ferestrelor tectonice Arșița Barnar și Arseneasa, care dovedesc neîndoielnic că seria de Rebra din această regiune stă în pînză de șariaj. După cum am arătat mai sus, recunoașterea sigură a seriei de Bretila în fereastra Arseseasa este un argument puternic împotriva includerii pînzei de Iacobeni (Rodna ?) la unitatea de Bretila.

2. *Pînza de Iacobeni (Rodna ?).* Numele de „pînza de Iacobeni" a fost utilizat întîi de Bercia et al. (1971)[4]. S-au discutat mai sus argumentele care justifică actualmente separarea ei. Pînza de Iacobeni este definită în mod clar de Bercia et al. (1976). Mureșan (1976) a paralelizat-o cu pînza de Rodna (Kräutner 1968) dar argumentarea sa în favoarea acestei paralelizări este insuficientă. Noi am adoptat notația : pînza de Iacobeni (Rodna ?) spre a arăta că nu respingem supoziția lui Mureșan, dar și informațiile pe care le posedăm noi, referitoare îndeosebi la extensia spre nord de Iacobeni a pînzei de Pietrosu Bistriței, sînt insuficiente spre a considera echivalența pînzei de Iacobeni cu pînza de Rodna pe deplin motivată. Pînza de Iacobeni

[3] Arh. I.G.G., București.

[4] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

(Rodna ?) urmează peste unitatea de Arseneasa și este constituită în aria cartată din metamorfite ale seriei de Rebra. În jurul ferestrei Arseneasa pînza de Iacobeni (Rodna ?) se subțiază mult, și chiar se întrerupe pe o porțiune. În versantul drept al pîrîului Arseneasa pînza de Iacobeni (Rodna ?) este reprezentată doar printr-o stivă subțire de calcare cristaline aparținînd orizontului Rb2.

3. *Pînza de Pietrosu Bistriței* (Balintoni, Gheuca, 1977). Pînza de Pietrosu Bistriței urmează peste pînza de Iacobeni (Rodna ?) și este constituită din metamorfite ale formațiunii cu același nume. Pe teritoriul cartat de noi pînă în prezent (Balintoni, Gheuca, 1977, 1978, articolul de față), această unitate tectonică ocupă suprafețe comparabile cu cele acoperite de pînza de Iacobeni (Rodna ?). Prin urmare nu se poate accepta că ar reprezenta o lamă de rabotaj, așa cum se face în lucrarea lui Bercia et al. (1976). Chiar dacă gnaisele porfiroide de Pietrosu ar fi desprinse de paragnaisele cuarțitice cu biotit, în ipoteza că spre vest de aliniamentul vîrful Giumalău-vîrful Budacu planul de antrenare al unității de Bărnărel s-ar situa între gnaisele porfiroide de Pietrosu și paragnaisele cuarțitice cu biotit, sau dacă desprinderea s-ar fi produs în timpul punerii în loc a pînzei imediat superioare celei de Pietrosu Bistriței, individualitatea și caracterele acesteia nu ar suferi modificări importante. Cel mult pe anumite porțiuni, gnaisele porfiroide de Pietrosu ar putea fi descrise drept petece de rabotaj din pînza de Pietrosu Bistriței, fără a le include însă la pînza de Rodna-Mestecăniș, așa cum se face de către autorii citați. Chiar rabotate fiind, gnaisele porfiroide de Pietrosu stau pe substratul lor inițial în majoritatea cazurilor, lucru dovedit de poziția corpului inferior de gnaise porfiroide de Pietrosu (Balintoni, Gheuca, 1978). Pînza de Pietrosu Bistriței arată de asemenea variații mari de grosime sau se întrerupe pe unele porțiuni. În jurul ferestrei Arseneasa ea se întrerupe în același loc cu pînza de Iacobeni (Rodna ?), așa că seria de Tulgheș vine în contact direct cu seria de Bretila.

4. *Pînza formată din roci ale seriei de Tulgheș*. Peste pînza de Pietrosu Bistriței sînt șariate roci ale seriei de Tulgheș. Concepțiile actuale asupra zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, susțin existența a două pînze de șariaj care includ și roci ale seriei de Tulgheș : pînza bucovinică și pînza subbucovinică (Săndulescu, 1972, 1976), sau pînza bucovinică și pînza de Rodna-Mestecăniș (Bercia et al., 1976). În perimetrul cartat de noi, seria de Tulgheș apare discontinuu, în trei arii : la est de creasta ce coboară din vîrful Giumalău spre Zugreni și se continuă apoi spre sud către vîrful Pietrosu ; între retroîncălecarea Barnar și această creastă ; la vest de retroîncălecarea Barnar. În aria estică seria de Tulgheș începe cu complexul Tg1 și succesiunea stratigrafică se continuă fără a se observa suprapuneri anormale în cadrul ei. În aria centrală, seria de Tulgheș începe cu complexul Tg1 la nord de valea Bistriței și cu complexul Tg2 la sud. Nici în această arie nu se observă suprapuneri anormale în cadrul ei. În aria vestică, din profilele pe care le-am parcurs, se poate spune același lucru : seria de Tulgheș începe cu complexele Tg1 sau Tg2 și se continuă normal pînă la supra-

Institutul Geologic al României

fața de eroziune. Concluzia celor spuse mai sus este că, elementele stratigrafice și structurale decelabile în interiorul seriei de Tulgheș în zona cartată, nu permit identificarea a două unități tectonice majore în care aceasta să fie antrenată. Pe de altă parte, dacă luăm în considerare elementele structurale care au cauzat întreruperea continuității seriei de Tulgheș pe orizontală, ajungem la aceeași concluzie ; aria externă este separată de cea centrală prin falia direcțională Arseneasa ; aria centrală este separată de cea internă prin retroîncălecarea Barner. Ambele elemente structurale menționate nu au legătură cu modul de punere în loc a pînzelor bucovinică și subbucovinică (de Rodna-Mestecăniș) admis de către autorii citați anterior. Mai trebuie să reținem că în toată regiunea investigată de noi pînă în prezent, sub rocile seriei de Tulgheș stau roci ale formațiunii de Pietrosu Bistriței din pînza cu același nume. Această situație, coroborată cu absența superpozițiilor anormale în cadrul seriei de Tulgheș (cu excepția zonelor în care s-au recunoscut încălecări ulterioare tectogenezei alpine principale) întăresc convingerea noastră că argumentația pe baza căreia au fost separate două pînze ce includ seria de Tulgheș, generate în tectogeneza alpină principală pre-vraconiană (S ă n d u l e s c u, 1967), trebuie revizuită.

Menționăm că toate unitățile tectonice enumerate pînă aici aparțin tectogenezei alpine principale a Carpaților Orientali, dar pe teritoriul descris în articol, nici una dintre unități nu are în constituție roci sedimentare, și deci nu putem aduce alte argumente privitoare la vîrsta șariajelor, decît cele existente în literatură. Facem această precizare, deoarece următoarele două unități tectonice pe care le vom descrie, aparțin fiecare altui moment compresional, cu altă semnificație în evoluția tectonică alpină a Carpaților Orientali.

5. *Unitatea de Bărnărel.* Problemele pe care le ridică această încălecare au fost tratate de noi pe larg anterior (B a l i n t o n i, G h e u c a, 1978). Dublarea formațiunii de Pietrosu Bistriței în versantul drept al pîrîului Colbu, sub vîrful Giumalău, ne atrage atenția asupra extensiei considerabile a unității de Bărnărel, și deci asupra semnificației sale majore în arhitectonica alpină a zonei cristalino-mezozoice. Proprietatea principală a planului de antrenare a unității de Bărnărel este că el se poate recunoaște numai la est de șarniera boltirii anticlinale alpine Giumalău-Valea Seacă ; cauza constă în faptul că pe acest aliniament planul respectiv intersectează pînza de Pietrosu Bistriței și pînza sau pînzele superioare acesteia, în timp ce la vest de șarniera amintită, planul de antrenare a unității de Bărnărel pare a se situa în interiorul pînzei de Pietrosu Bistriței.

6. *Retroîncălecarea Barnar.* Raporturile anormale dintre seria de Rebra și seria de Tulgheș, între valea Bistriței în dreptul comunei Dorna Arini și satul Păltiniș, au fost puse în evidență de S a v u l în 1938. El a denumit unitatea superioară „pînza de Barnar" considerînd că raporturile de încălecare dintre seria de Rebra și seria de Tulgheș se continuă spre est de Păltiniș și apoi spre nord-est, către partea inferioară a pîrîului Barnar. S a v u l (1938) admitea vîrsta hercinică pentru șariajul pînzei

Institutul Geologic al României

de Barnar. Pe harta 1 : 200.000 Topliţa, (1968) încălcarea dintre seria de Rebra şi cea de Tulgheş, urmează traseul figurat de S a v u l (1938) pentru porţiunea dintre satele Dorna Arini şi Păltiniş ; în continuare însă este dusă spre sud-est, pînă în apropiere de Valea Seacă, afluent de stînga al Bistricioarei. Linia de încălecare este notată la legenda hărţii 1 : 200.000 Topliţa ca digitaţie, vîrsta rămînîndu-i hercinică. Pe harta 1 : 100.000 a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali (B e r c i a et al., 1971) [5], din pînza de Barnar mai rămîne o falie inversă între Dorna Arini şi Păltiniş, concepţie menţinută de B e r c i a et al. (1976) în lucrarea de sinteză asupra zonei cristalino-mezozoice.

Referitor la acest element structural observaţiile noastre sînt următoarele :

1. Pe un aliniament urmărit de noi începînd cu şaua dintre vîrfurile Călimănel şi Dealul Vînăt, în apropiere de satul Păltiniş, spre nord, pe la izvoarele pîraielor Sihăstria, Barnar, de-a lungul pîrîului Arinu, apoi pînă în valea Bistriţei, şi în continuare la nord de valea Bistriţei, prin şaua dintre vîrfurile Bărnărel şi Corhana Gheorghiţenilor, rocile seriei de Rebra din pînza de Rodna, încalecă pe un plan cu cădere estică, peste roci ale seriei de Tulgheş ;

2. În culmea dintre pîraiele Gheorghiţeni şi Chilia, peste rocile seriei de Tulgheş ajung numai rocile formaţiunii de Pietrosu Bistriţei din pînza cu acelaşi nume ;

3. Aspectul cartografic al compartimentului care încalecă este adînc festonat ;

4. Spre est contactul anormal în discuţie coboară sub nivelul Bistriţei şi nu mai reapare, în timp ce unele din planele de şariaj intersectate rămîn deasupra nivelului Bistriţei ;

5. În cele două compartimente ale încălecării există deosebiri notabile între grosimile şi constituţiile stratigrafice ale formaţiunilor ce alcătuiesc pînzele intersectate ;

6. În timp ce lîngă Păltiniş linia de încălecare este la marginea vestică a zonei cristalino-mezozoice, în valea Bistriţei ea ajunge aproape în partea centrală a aceleiaşi zone.

Observaţiile (3) şi (5) arată că nu poate fi vorba de o simplă falie inversă ; observaţiile (2) şi (4) demonstrează că planul de încălecare întretaie tot eşafodajul structural preexistent, deoarece pînza de Rodna nu coboară mult sub nivelul Bistriţei (nu departe spre vest aflorează unitatea de Arseneasa) iar în culmea dintre pîraiele Gheorghiţeni şi Chilia, seria de Tulgheş din compartimentul estic se apropie de fruntea încălecării ; în fine observaţia (6) ne indică direcţia încălecării, oblică în raport cu direcţia catenei. Conchidem în urma celor discutate că este vorba de o retroîncălecare, ce a împins spre vest compartimentul superior cu cîţiva km. Îi vom spune retroîncălecarea „Barnar" spre a nu se uita că S a v u l (1938) a observat pentru prima dată raporturile anor-

[5] Arh. IGG Bucureşti.

Institutul Geologic al României

male în discuție. La nord de culmea dintre pîraiele Gheorghițeni și Chilia, retroîncălecarea Barnar pare a se continua în planul figurat pe harta 1 : 50.000 Vatra Dornei (1975) ca punînd în contact pînza bucovinică cu cea subbucovinică.

Consecințele acestei situații sînt importante, deoarece sedimentele mezozoice de la izvoarele pîrîului Argestru, și cele de pe același aliniament mai spre nord, capătă altă semnificație tectonică decît cea admisă în prezent. De altfel ținem să remarcăm faptul că, în 1970 Bercia și Bercia considerau contactul anormal în discuție, de la pîrîul Chilia spre nord, ca fiind o retroîncălecare ce aduce seria de Tulgheș din subunitatea de valea Putnei peste seria de Tulgheș din subunitatea de Mestecăniș, admițînd totodată, că seria de Tulgheș stă într-o singură pînză principală, șariată de la vest spre est și denumită pînza de Bistrița.

II. Alte probleme structurale

A) Caracterul heterocron al încălecărilor și/sau șariajelor alpine. Problema heterocronismului fazelor tectogenice alpine în Carpații Orientali, a fost pusă și discutată pe larg de Săndulescu (1967, 1971, 1975). Din cele expuse în capitolul anterior, se poate observa că pe baza relațiilor de intersectare, în aria cartată de noi se disting trei faze compresionale care au dat naștere la încălecări și/sau șariaje. Prima fază aparține tectogenezei alpine principale a zonei cristalino-mezozoice și a generat marile pînze de soclu ale Carpaților Orientali : unitățile cu serie de Bretila în constituție, pînza de Iacobeni (Rodna ?), pînza de Pietrosu Bistriței, pînza sau pînzele în care este implicată seria de Tulgheș. De cea de a doua fază este legată punerea în loc a unității de Bărnărel. Mișcările au fost dirijate tot de la vest spre est, iar amploarea deplasării pare a fi considerabilă. Sînt afectate pînza de Pietrosu Bistriței și pînza sau pînzele cu serie de Tulgheș. Avînd în vedere vergența de asemenea estică a planului de încălecare a unității de Bărnărel, se poate accepta supoziția că unitatea de Bărnărel aparține fazei tectogenetice în timpul căreia s-a pus în loc pînza de Ceahlău, și este prin urmare cretacic-superioară (Săndulescu, 1971). În cea de a treia fază, prin mișcări dirijate de la est spre vest, s-a produs retroîncălecarea Barnar. Oblică în raport cu șariajele mai vechi, întretaie întregul edificiu structural preexistent. Întrucît vergențele vestice caracterizează fazele tectogenetice tardive manifeste în Carpații Orientali (Săndulescu, 1967, 1971, 1975), posibil ca retroîncălecarea Barnar să fie miocenă, putîndu-se eventual lega spre sud, cu unul din planele de retroșariaj ce afectează flișul intern (Ștefănescu 1976).

B) Structuri plicative. Subliniem aici, că trebuie să deosebim cutele proprii formațiunilor care alcătuiesc unitățile tectonice, intersectate deci de planele de șariaj, de cutele în care sînt antrenate planele de șariaj. În primul caz dăm ca exemple anticlinalul Bîtca Palmeș și sinclinalul Sunători, ambele deversate spre est și proprii seriei de Rebra din pînza de Iacobeni (Rodna ?). Pentru cel de-al doilea caz

Institutul Geologic al României

dăm ca exemplu anticlinalul Arseneasa, parte a boltirii anticlinale Giumalău-Valea Seacă şi sinclinoriul de la est de Zugreni, care cutează planele de şariaj ale tuturor pînzelor. De altfel cutele majore care imprimă stilul structural recongnoscibil astăzi al zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, sînt în totalitate ulterioare şariajelor. Subliniem că şi acest concept a fost închegat şi dezvoltat de Săndulescu (1967, 1971, 1975).

C) Discontinuităţi ale pînzelor de şariaj. Un fenomen cu totul remarcabil este variaţia mare a grosimii unora dintre unităţile tectonice şariate, mergînd pînă la fragmentarea şi întreruperea lor pe anumite suprafeţe. Deasupra ferestrei Arseneasa spre exemplu, se întrerup pe o porţiune atît pînza de Iacobeni (Rodna ?) cît şi cea de Pietrosu Bistriţei, seria de Tulgheş venind în contact direct cu seria de Bretila. Cea mai importantă consecinţă a fenomenului consemnat mai sus este că, superpoziţia a două unităţi tectonice şariate dintre care una cunoscută, într-un loc oarecare, nu este un element suficient în recunoaşterea celei de a doua. Cu alte cuvinte numai relaţiile la scară regională ne pot da siguranţa stabilirii succesiunii reale a unităţilor tectonice şariate.

D) Falii. Falii transversale importante nu au fost observate ; în schimb, în lungul boltirii anticlinale alpine Giumalău-Valea Seacă trec trei falii direcţionale mari, pe care le vom denumi de la vest spre est, falia Arseneasa, falia Zugreni şi falia Crucea-Colbu. Falia Arseneasa este o falie în foarfece aproape verticală, ce ridică compartimentul estic. Începe la Zugreni, jocul dintre compartimente crescînd treptat spre nord. După ce îşi schimbă direcţia către izvoarele pîrîului Arseneasa, în al cărui versant stîng merge, ea se urmăreşte pînă în valea Putnei în apropiere de confluenţa cu pîrîul Timiş. În compartimentul său estic, pe stînga pîrîul Arseneasa, sînt aduse pînă la circa 1400 m altitudine, roci ale seriei de Rebra din pînza de Rodna, iar pe dreapta pîrîului Roşu şi la gura pîrîului Timiş sînt deschise ferestre tectonice în care aflorează roci sedimentare mezozoice. Traseul acestei falii spre nord-vest de Giumalău a fost cunoscut de autorii hărţii 1 : 50.000 Vatra Dornei (1975). Falia Zugreni este o falie de încălecare, observabilă cam din dreptul vîrfului Pietrosu spre nord, pînă la Zugreni. Ea aduce gnaisele porfiroide de Pietrosu din compartimentul vestic, peste seria de Tulgheş din faţă. De la sud spre nord, ea depăşeşte treptat întîi complexul Tg1, apoi complexul Tg2, depăşirea maximă fiind în dreptul Zugrenilor. Aici ea lasă în compartimentul vestic o porţiune din complexul Tg1, şi se întîlneşte cu falia Crucea-Colbu ce vine dinspre sud. Spre nord de punctul de întîlnire se mai poate urmări traseul unei singure falii, ceea ce înseamnă că una din ele este mai nouă, mascînd-o pe cealaltă.

Falia Crucea-Colbu este una dintre cele mai mari falii direcţionale din această zonă. Ea a fost urmărită de noi încă din 1975, de la Crucea pînă în apropiere de Zugreni. Între Crucea şi Zugreni pune în contact anormal complexele Tg2 şi Tg3 ale seriei de Tulgheş iar spre nord de Zugreni trece între complexele Tg_1 şi Tg_2. Este o falie aproximativ

Institutul Geologic al României

verticală care coboară mult compartimentul estic, astfel că între Crucea și Zugreni o mare parte a complexului Tg_3 este în adîncime. Spre nord, falia Crucea-Colbu a fost trasată pînă în imediata apropiere a vîrfului Giumalău. Culmea Zugreni-Giumalău are aspectul unui horst cuprins între faliile Crucea-Colbu în est și Arseneasa în vest.

E) Aria Zugreni-nod tectonic. Prin nod tectonic înțelegem un loc unde se concentrează mai multe elemente structurale decît în terenurile adiacente și se observă concomitent modificări ale proprietăților acestor elemente. În afară de schimbarea înclinării formațiunilor și a planelor de șariaj, în relație cu linia de legătură dintre sinclinoriul de pînze estic și anticlinoriul de pînze vestic — structuri plicative de ordinul I ale părții centrale a zonei cristalino-mezozoice — reținem ca specifice pentru aria Zugreni următoarele caractere structurale : aflorarea celei mai profunde unități tectonice ; reapariția părții inferioare a unității de Bărnărel ; amorsarea faliilor direcționale Arseneasa și Zugreni. Principalele modificări pe care le suferă elementele structurale sînt următoarele : spre nord se subțiază și se întrerup pînzele de Iacobeni (Rodna ?) și de Pietrosu Bistriței ; tot spre nord de Zugreni boltirea anticlinală Giumalău-Valea Seacă se aplatizează devenind mai largă ; în aceeași direcție, formațiunile petrografice și faliile direcționale suferă inflexiuni marcate.

Credem că un rol important în aceste fenomene l-a jucat reducerea rapidă a grosimii gnaiselor porfiroide de Pietrosu, care la nord de Zugreni își pierd continuitatea și masivitatea, atît de remarcabile între Zugreni și Valea Seacă. Gnaisele porfiroide de Pietrosu, formațiune deosebit de competentă din punct de vedere tectonic, probabil că au determinat modificări locale ale forțelor orogenetice în timpul cutării edificiului șariat al zonei cristalino-mezozoice și a punerii în loc a unității de Bărnărel.

III. Concluzii

În încheiere, reamintim contribuțiile acestui articol.

1. S-a delimitat pînza de Pietrosu Bistriței și în versantul stîng al văii Bistriței ;

2. S-a definit retroîncălecarea Barnar ;

3. S-a regăsit partea inferioară a unității de Bărnărel în versantul sudic al muntelui Giumalău ;

4. S-a conturat exact fereastra Arseneasa ;

5. S-au reliefat dificultățile de separare în aria cartată a două pînze aparținînd tectogenezei alpine principale care să includă roci ale seriei de Tulgheș ;

6. S-a observat că planul retroîncălecării Barnar coincide spre nord de pîrîul Chilia cu planul considerat a pune în contact pînza bucovinică cu cea subbucovinică ;

7. S-a arătat că unitatea de Arseneasa este constituită din roci ale seriei de Bretila ;

Institutul Geologic al României

8. S-au descoperit noi locuri în care unele pînze [de Iacobeni (Rodna ?) de Pietrosu Bistriței] se subțiază și se întrerup ;

9. S-a subliniat heterocronismul momentelor compresionale alpine care au generat încălecări și/sau șariaje în zona cristalino-mezozoică ;

10. S-au urmărit trei falii direcționale importante în apropierea boltirii anticlinale Giumalău-Valea Seacă ;

11. S-a discutat semnificația de nod tectonic a ariei Zugreni.

Aducem mulțumiri geologului V o d ă A l., pentru audierea critică a textului.

BIBLIOGRAFIE

B a l i n t o n i I., G h e u c a I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII, 5, pp. 11—38, București.

— (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărnărel, în aria dintre rîurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 5, București.

B e r c i a I., B e r c i a E l v i r a (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni (Carpații Orientali). *An. Inst. geol.*, XXXVIII, pp. 7—49, București.

— K r ä u t n e r H., M u r e ș a n M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the east Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, pp. 37—70, București.

K r ä u t n e r H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Sf. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geol.*, 13, 2, pp. 337—355, București.

— (1972) Voralpidische Entwicklung und Alpidischen Deckenbau in der Kristallinen Zone der Nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher massiv). *Rev. Roum. Geol., Geophys., Geogr., Série Géologie*, 16, 2, pp. 81—90, București.

M u r e ș a n M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 77—94, București.

S a v u l M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni (Districts Câmpulung et Neamț). *Ann. Scient. L'Univ. de Jassy*, Secondie partie, XXIV, Fasc. 1, Iași.

S ă n d u l e s c u M. (1967) La nappe de Hăghimaș-une nouvelle nappe de decollement dans le Carpates Orientales. *Ass. Geol. Carp.-Balk., VIII-ème congr.*, rapp. géotect., pp. 179—185, Belgrad.

— (1971) Sur le hétérocronisme des phases tectogeniques alpines dans les zones internes des Carpates roumaines. *Sav. Geol. Drus., R.F.R.J.*, Tekt. Kwis. KRGA, pp. 85—94, Beograd.

— (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. geol.*, LVIII, 5, pp. 125—150, București.

— (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLV, București.

Institutul Geologic al României

— (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 149—176, București.

Ștefănescu M. (1976) O nouă imagine a structurii flișului intern din regiunea de curbură a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 257—279, București.

HĂRȚI GEOLOGICE

Alexandrescu Gr., Mureșan Georgeta, Peltz S., Săndulescu M. (1968) Foaia 1:200.000 Toplița, I. G. București.

Bercia I., Bercia Elvira, Săndulescu M., Szász L., (1975) Foaia 1:50.000 Vatra Dornei, Inst. geol. geofiz., București.

DISCUȚII

M. Mureșan: Cînd a fost prezentată pentru prima dată de autori în 1976, am privit cu rezervă unitatea de Pietrosul Bistriței. Acum, atît datele prezentate de autori cît și propriile noastre rezultate ne îndeamnă să acordăm credit statutului de existență al acestei unități, cu rang de pînză, interpusă tectonic între pînza de Iacobeni (Rodna) și formațiunile seriei de Tulgheș. Într-adevăr, revizuind și aprofundînd cercetările noastre anterioare din regiunea Muncel-Hărlăgia, am constatat că porfiroidele de tip Pietrosul, din bazinul văii Muncelului (afluent de stînga al văii Bistricioara) apar într-o fereastră tectonică de sub formațiunile seriei de Tulgheș.

Întrucît, în stadiul actual de cunoaștere, nu s-au evidențiat relații stratigrafice între formațiuni metamorfice ale unității de Pietrosul Bistriței și metamorfitele din alte unități tectonice, propunem autorilor ca stivei predominant terigene din această pînză să i se acorde denumirea de „seria de Zugreni", întrucît în această regiune a fost descoperită și descrisă pentru prima dată de autori. Propunerea noastră are la bază și alte motive, dintre care vom menționa două : a) porfiroidele de Pietrosul din această unitate nu par a proveni din tufuri, ci din roci magmatice propriu-zise, ținînd seama de compoziția lor chimică constantă (corespunzătoare unor magme granodioritice) precum și de aspectul lor petrografic, putînd reprezenta fie un sill (cum tindem să credem) sau o curgere de lavă. Numai în acest ultim caz, ele pot fi introduse în succesiunea seriei de Zugreni ; b) denumirea propusă de autori pentru tot ansamblul metamorfitelor din unitatea de Pietrosul Bistriței coincide practic cu cea a porfiroidelor de Pietrosul și cu cea a unității menționate, creîndu-se astfel confuzii, mai ales dacă seria incriminată ar fi evidențiată și în alte unități.

Sînt de acord cu aserțiunea autorilor în ceea ce privește importanța anticlinalelor și sinclinalelor de pînză pentru actuala structură a zonei cristalino-mezozoice. Într-adevăr, așa cum a arătat M. Săndulescu (1975, 1976), în

Institutul Geologic al României

regiunea Hăghimaşului şi în cea a Rarăului, se conturează un sinclinal de pînze, pe care-l considerăm de fapt un sinclinoriu de pînze care se prelungeşte spre nord pînă în masivul Rahov, unde, în regiunea Menciul, se mai păstrează resturi ale pînzei de Rarău. În 1976, am arătat că, mai la vest, cea de-a doua mare structură alpină post-austrică este reprezentată prin anticlinalul de pînze marcat de marea fereastră Iacobeni-Sîndominic precum şi de ferestrele şi semiferestrele Bretila, Vaser şi Tisa. Din acest anticlinal de pînze se desfac, ca nişte virgaţii, boltirea anticlinală a Rodnei (semifereastra Rodnei) şi cea marcată de semifereastra Bilbor şi de fereastra Borsec. Între cele două structuri alpine majore se situează o serie de anticlinale şi sinclinale de pînze cu extensie mai limitată. Atragem atenţia că unui anticlinal sau sinclinal de pînze îi pot corespunde anticlinale veritabile (legate de aceleaşi mişcări alpine post-austrice) în formaţiunile metamorfice, numai cînd acestea au stratificaţia de ansamblu paralelă sau cvasiparalelă cu planele de şariaj care le delimitează.

PROBLÈMES STRUCTURAUX DE LA VALLÉE DE LA BISTRIŢA ENTRE LES LOCALITÉS DORNA ARINI ET ZUGRENI (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

La structure de la partie centrale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales est caractérisée par la présence des charriages et des chevauchements alpins de grande ampleur. De bas en haut, les unités tectoniques appartenant à la tectogenèse alpine principale, pré-vraconienne, sont : l'unité d'Arseneasa, constituée de roches de la série de Bretila ; la nappe de Rodna, faite de roches de la série de Rebra ; la nappe de Pietrosu Bistriţei, qui renferme des roches de la formation du même nom ; une nappe formée de roches de la série de Tulgheş. Après la mise en place de ces nappes, a eu lieu un nouveau chevauchement important à vergence est, identique donc avec la vergence des unités tectoniques alpines antérieures, qui doublait vers l'Est de l'alignement Vîrful Giumalău-Valea Seacă la nappe de Pietrosu Bistriţei et les éléments structuraux supérieurs à celle-ci. Celle-ci est donc l'unité de Bărnărel. Enfin, par des mouvements de vergence orientés cette fois-ci vers l'Ouest, probablement d'âge miocène, tout l'édifice structural a éte intersecté par le rétrochevauchement de Barnar. L'échafaudage charrié de la zone cristallino-mésozoïque a été plissé après la tectogenèse alpine principale, au moins, de sorte que les plis majeurs donnant le style plicatif actuel de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales sont des plis de nappes. Une caractéristique des nappes de charriage, à savoir des nappes de Rodna et de Pietrosu Bistriţei, c'est la grande variété de leur épaisseur, allant sur certaines parties jusqu'á l'interruption ; c'est ce qui provoque d'ailleurs des incertitudes dans la reconnaissance d'une des nappes en contact, même si l'autre est bien connue.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Zugreni-Dorna Arini-Barnar. Quaternaire. 1, dépôts de terrasse ; dépôts proluviaux, éboulis ; série de Tulgheș ; 2, série de Tulgheș non divisée. Cambrien. 3, complexe Tg_2 ; 4, complex Tg_1. a, schistes quartzeux séricito-chloriteux ; b, roches quartzo-feldspathiques. Formation de Pietrosu. Précambrien supérieur. B. 5, gneiss porphyroïdes de Pietrosu ; 6, horizon des paragneiss quartzitiques à biotite. Série de Rebra. 7, horizon terrigène supérieur ; a. calcaires ; b. quartzites noires ; Précambrien supérieur B. 8, horizon carbonato-amphibolique ; 9, horizon calcaréo-dolomitique. a, paragneiss ; b. quartzites noires ; schistes graphiteux ; 10, horizon terrigène inférieur. Précambrien supérieur B. 11, série de Bretila. Signes conventionnels. 12, limite lithologique ; 13, limite des formations quaternaires ; 14, faille ; 15, plans de charriage de la tectogenèse principale ; 16, plan de l'unité de Bărnărel ; 17, plan du rétrochevauchement Barnar ; 18, position des sections géologiques.

Sections géologique à travers la région de Zugreni-Dorna Arini-Barnar.

Planche II

Esquisse tectonique de la région de Zugreni-Dorna Arini-Barnar. 1, unité de Bărnărel ; 2, nappe avec la série de Tulgheș ; 3, nappe de Pietrosu Bistriței ; 4, nappe de Iacobeni (Rodna ?) ; 5, unité d'Arseneasa ; 6, faille ; 7, trace de charriage de la tectogenèse principale ; 8, charriage d'unité de Bărnărel ; 9, retrocharriage de Barnar ; 10, axe de synclinal ; 11, axe de synclinal deversé ; 12, axe d'anticlinal deversé.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

I. BALINTONI, I. GHEUCĂ

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII ZUGRENI - DORNA ARINI - BARNAR

0 0,5 1,0 1,5

vf. Giumalău
v. Colbu
1'
Falia Crucea - Corbu
Falia Zugreni
Arsenească
p. Călinești
Bistrița
2'
Sunători
p. Sunători
p. Orsoi
vf. Palmeș
vf. Meșteceni
p. Meșteceni
Rusca
Gheorghiteni
vf. Corhana Gheorghitenilor
Ortoaia
Cozănești
1
2
Dorna
p. Ortoaia
p. Cozănești
p. Colăcel
p. Rusca
p. Arinaș
Dorna-Arini
dl. Bîdei
p. Arin
p. Rîușor
p. Ursoaia
vf. Busuiocului
p. Ortoaia

LEGENDĂ

CUATERNAR
1 Depozite de terasă; depozite proluviale. a.grohotiș

SERIA DE TULGHEȘ
2 Seria de Tulghes nedivizată

CAMBRIAN
3 Complexul Tg_2
4 Complexul Tg_1 a.Șisturi cuarțoase sericito-cloritoase b.roci cuarțo-feldspatice

FORMAȚIUNEA DE PIETROSU
5 Gnaise porfiroide de Pietrosu
6 Orizontul paragnaiselor cuarțitice cu biotit

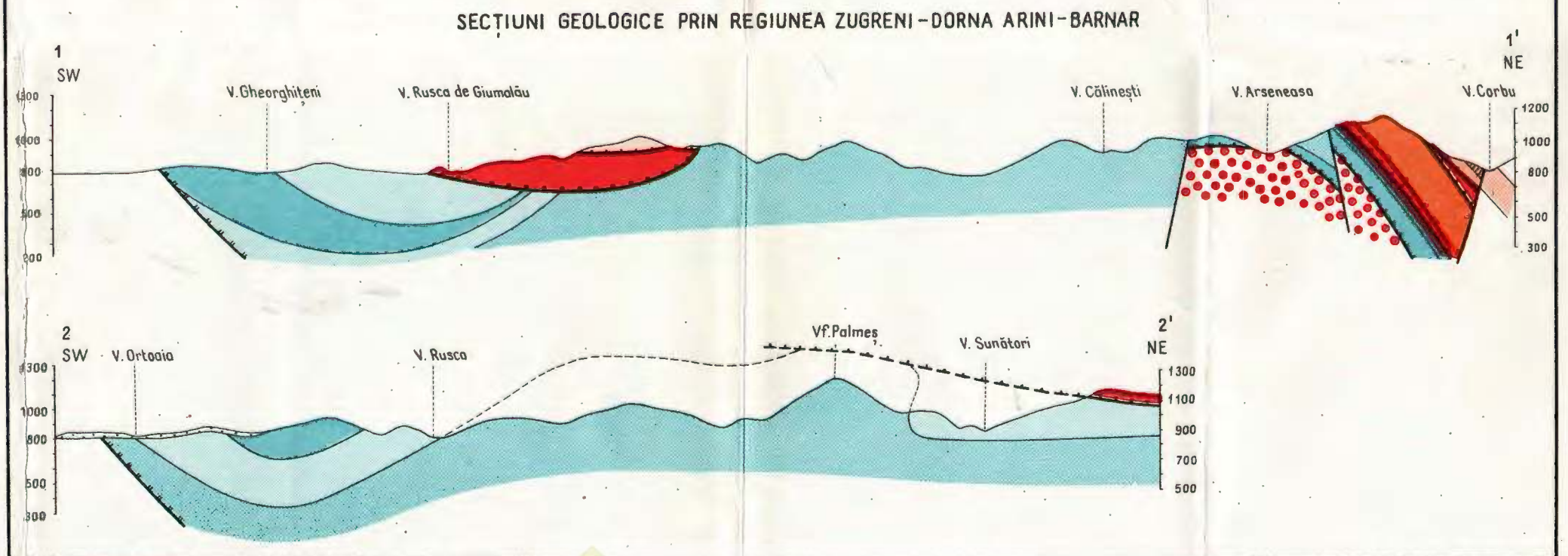
SERIA DE REBRA
7 Orizontul terigen superior ; a.calcare ; b.cuarțite negre
8 Orizontul carbonat - amfibolic
9 Orizontul calcaros - dolomitic, a.paragnaise ; b.cuarțite negre ; șisturi grafitoase
10 Orizontul terigen inferior

PRECAMBRIAN SUPERIOR B

11 SERIA DE BRETILA

SEMNE CONVENȚIONALE
12 Limită litologică
13 Limita formațiunilor cuaternare
14 Falie
15 Plane de șariaj ale tectogenezei principale
16 Planul unității de Bărnărel
17 Planul retroîncălecării Barnar
18 1 — 1' Poziția secțiunilor geologice

SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN REGIUNEA ZUGRENI - DORNA ARINI - BARNAR



Institutul Geologic al României

I. BALINTONI, I. GHEUCĂ

SCHIȚA TECTONICĂ A REGIUNII ZUGRENI - DORNA ARINI - BARNAR

0 0.5 1 1.5 2 Km

p.Colbu
p.Arseneasa
p.Călinești
Călinești
p.Runcu Gumenaiului
Sunători
p.Sunători
Bistrița
p.Ocoi
Rusca
p.Gheorghiteni
Gheorghiteni
p.Rusca
Cozănești
p.Cozănești
p.Ortoaia
Dorna Arini
p.Arinaș
p.Arinu
p.Barnar

LEGENDA

1 Unitatea de Bărnărel
2 Pînza cu seria de Tulgheș
3 Pînza de Pietrosu Bistriței
4 Pînza de Iacobeni (Rodna?)
5 Unitatea da Arseneasa
6 Falie
7 Plan de șariaj al tectoogenezei princ.
8 Planul unității de Bărnărel
9 Planul retroîncălecării Barnar
10 Ax sinclinal
11 Ax sinclinal răsturnat
12 Ax anticlinal răsturnat

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 51—64

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA TECTONIQUE DU FLYSCH EXTERNE DU BASSIN DE LA SUCEVIŢA [1]

PAR

MIHAI MICU [2]

Flysch. Cretaceous-Paleogene. Skibas. Tarcău Nappe. Iamna Sandstone. Straja Beds. Lithostratigraphy. Tectonic style. East Carpathians. External flysch zone. Obcina Mare.

Abstract

Contributions to the Stratigraphy and Tectonics of the External Flysch from Sucevița Basin. The Cretaceous-Paleogene flysch deposits from the above-mentioned region belong to the external skibas of the Tarcău Nappe. The original contributions of this paper concern the separation of Iamna Sandstone in the Straja Beds (Paleocene--Lower Eocene) and the horizon of bituminous slates-like shales with Fierăstrău Sandstone (Lowermost Oligocene). Some problems regarding regional lithostratigraphic correlation of these deposits are discussed too. The paper also presents the tectonic style and the relationship between the main structural elements of the frontal part of the Tarcău Nappe in this sector of Eastern Carpathians.

Nos recherches dans cette région, commencées depuis 1977, nous ont permis d'y mettre en évidence de nouveaux détails d'ordre stratigraphique dans la succession des dépôts crétacéo-paléogènes du flysch externe, ainsi que des accidents tectoniques non signalés jusqu'à présent dans les recherches antérieures.

La stratigraphie et la tectonique des dépôts du flysch du Bassin de la Sucevița seront exposées succinctement, avec attention particulière pour les nouvelles contributions, résultées des recherches personnelles. On discutera également les possibilités de corrélation des dépôts paléo-

[1] Reçu le 27 Fevrier 1979, accepté pour publication le 1 Mars 1979, communiqué dans la séance du 9 Mars 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

gènes de la région avec des dépôts synchrones de la partie externe de la nappe de Tarcău des autres régions.

Les mentions sommaires sur la géologie de la région dont on dispose datent dès la fin du dernier siècle (Paul, 1876), mais celles-ci ont a présent une valeur purement historique. D'autres contributions à la connaissance de la géologie des régions avoisinantes du bassin de la Sucevița datent de 1908 (Athanasiu, 1913) et 1921 (Ștefănescu, 1927). Des études complexes et de grand détail sur la stratigraphie et la tectonique du flysch entre les localités Suceava et Sucevița, de date beaucoup plus récente, sont dues à Joja (1953, 1954, 1955, 1957, 1960), Joja et Chiriac (1964), Joja et al. (1963). Il faut mentionner aussi les recherches géologiques de Cernea (1955), I. Turtureanu et Elena Albu (1957) [3], T. Filimon et Elena Albu (1957) [4], P. Polonic et Gabriela Polonic (1967, 1969) [5].

Stratigraphie

Dans la région étudiée affleurent des dépôts sénoniens sous le faciès des couches de Hangu *s. str.* et des dépôts paléogènes, dans lesquels ont été faites les mêmes séparations que celles établies par les recherches antérieures, en remarquant cependant une série de particularités lithologiques qui seront exposées dans ce qui suit.

Les couches de Hangu *s. str.* présentent dans le bassin de la Sucevița les mêmes caractères lithologiques que dans toute leur aire d'affleurement de la nappe de Tarcău, de sorte que nous n'allons pas insister sur leur description. L'âge sénonien, éventuellement même paléocène inférieur, des couches de Hangu dans cette région a été prouvé paléontologiquement par Joja et al. (1963) et Joja et Chiriac (1964).

Les couches de Putna sont représentées par un flysch gréso-argileux constitué d'une alternance de grès calcaires, calcaires gréseux gris et marnes et argiles gris noirâtre ou gris verdâtre. Tout comme dans d'autres régions, à la partie supérieure des couches de Putna on peut individualiser quelques intercalations de brèches calcaires à *Lithothamnium* et fragments de schistes verts.

Les couches de Putna, constituant dans la région les crêtes principales, ainsi que leurs versants occidentaux, sur lesquels elles forment parfois des surfaces structurales, n'offrent pas ici les conditions les plus favorables pour réaliser une stratigraphie de détail. Dans cette situation, une délimitation tranchante entre les couches de Putna et les couches de Hangu situées en dessous soulève en général quelques difficultés. Sur les ruisseaux Rusca, Ciungitura et dans la vallée de la Sucevița on peut observer cependant une zone de transition lithologique depuis les couches de Hangu vers les couches de Putna, dans laquelle, sur environ 15—25 m d'épaisseur, on assiste à une diminution considérable tant de l'épaisseur ainsi que de la fréquence des marnocalcaires à Fucoïdes et des roches

[3], [4] Arch. IPGGH, București.

[5] Arch. IGG, București.

Institutul Geologic al României

associées, caractéristiques aux couches de Hangu, à la faveur d'un flysch gréso-argileux annonçant le début des couches de Putna. Les grès, rencontrés d'abord en couches de 0,1—0,15 m, ensuite constamment en bancs décimétriques, alternent avec des calcaires gréseux et avec des marnes et argiles gris noirâtre.

Les grès des couches de Putna sont calcaires, ont une texture massive ou se présentent en couches plus minces, situation dans laquelle ils sont aussi mieux cimentés. Ils présentent une stratification progressive et beaucoup d'hiéroglyphes à la partie inférieure des couches. Fréquemment, à la base des couches de grès s'individualise une séquence microconglomératique à éléments verts. Vers leur partie supérieure, les grès sont d'habitude curbicorticaux, à nombreuses paillettes de muscovite et débris végétaux carbonifiés sur les plans de séparation.

Les roches pélitiques sont représentées dans les couches de Putna par des marnes calcaires grises, constituant la séquence supérieure des calcaires gréseux. Les marnes argileuses et les argiles constituent la partie terminale des rythmes, sont de couleur gris noirâtre ou gris verdâtre et présentent souvent une schistosité accusée.

A la partie supérieure des couches de Putna, sur certaines coupes (ruisseaux Rusca, Prislopu Mare, Zăvoare, Ursoaia Mică, Boului) apparaissent — outre les brèches calcaires à *Lithothamnium* et éléments verts — des bancs epais de 0,5—0,8 m de grès blanc jaunâtre et blanc verdâtre, glauconitiques, friables, semblables macroscopiquement au grès de Kliwa. Le ciment de ces grès est siliceux ou bien faiblement calcaire et la texture massive. Leur présence à la partie supérieure des couches de Putna des régions voisines a été remarquée antérieurement par Joja (1954), dans le bassin de la Putna, et par Ionesi (1961, 1971), dans le bassin de la Moldova.

Sur le territoire roumain des Carpathes Orientales un équivalent de ces grès est représenté par le grès d'Alunu, séparé par Dumitrescu (1963) au lit des couches tissaroïdes et des couches de Piatra Uscată des faciès de Greșu, respectivement de Bucias dans la demi-fenêtre de Vrancea, ainsi que les grès siliceux glauconitiques qui occurrent dans l'horizon des grésocalcaires à Mélobésies du faciès de Tazlău-Piepturi Puica (Dumitrescu, 1952c) de la nappe de Tarcău.

Dans la zone des skibas des Carpathes soviétiques, Gluşko et al (1971) citent de tels grès, pareils au grès de Iamna, mais inférieurs par position stratigraphique à celui-ci, depuis la partie moyenne de la suite de Strîi, au-dessous des dépôts de flysch qui abritent encore une microfaune sénonienne. Ils marquent ensuite un développement plus important vers la partie supérieure de la suite de Strîi, où les associations microfaunistiques indiquent le Danien [6] et, selon ce qu'on va voir, atteignent un maximum de développement au Paléocène, où ils ont été d'ailleurs depuis longtemps séparés sous le nom de suite de Iamna.

[6] Dans l'étude citée, ainsi que dans des travaux antérieurs de la littérature géologique soviétique, on considère que le Danien appartient au Crétacé, non pas au Paléogène.

Institutul Geologic al României

Les couches de Straja se disposent en continuité de sédimentation sur les couches de Putna et ont dans la région examinée des épaisseurs variant entre 50—170 m. Du point de vue lithologique, elles sont représentées par une alternance rythmique d'argiles, marnes argileuses, marnes calcaires, grès siliceux et silicolites. Les argiles sont de couleur verte ou rouge violacé, parfois elles sont feuilleuses, d'autres fois plus compactes, dans le dernier cas ayant disséminés dans leur masse de petits galets, bien roulés, de schistes verts. Les marnes calcaires, rouge brique, vert grisâtre ou bariolées, sont présentes sous forme de couches centimétriques. Elles sont souvent fort silicifiées, en arrivant jusqu'à être de véritables silicolites. Les grès sont quartzeux ou très faiblement calcaires, gris verdâtre, finement grenus, d'épaisseurs centimétriques et à nombreux hiéroglyphes sur les faces intérieures.

Sur certaines coupes, surtout dans la partie occidentale de la région (ruisseaux Rusca, Prislopu Mare, Prislopu Mic), dans la séquence médiane de la succession des couches de Straja, nous avons séparé un niveau de grès quartzeux, friables, gris vert, en bancs métriques, d'épaisseurs remarquables. Ces grès ont été rencontrés, mais avec des épaisseurs réduites, à l'Est de la région (ruisseaux Boului, Ursoaia Mică).

Les grès quartzeux, en bancs de 0,5—2 m ou même 3—8 m, ont une texture massive, oligomictique, sont fins jusqu'à une granulation moyenne et avec un indice de classement (sorting index) remarquable. La glauconite est associée au quartz, en imprimant aux grès une teinte verdâtre. Ceux-ci contiennent également, parfois, des fragments de chlorite, feldspaths, muscovite. Le ciment, en très faibles quantités, est silico-glauconitique. Entre les bancs de grès sont intercalées des argiles vert grisâtre en couches ne dépassant d'habitude 0,1 m.

L'épaisseur totale de ces grès varie entre 60—120 m dans l'Ouest de la région. Vers l'Est, on assiste à une réduction assez brusque de l'épaisseur des grès, ce qui entraîne un amincissement de l'épaisseur des couches de Straja dans leur ensemble (pl. II). Pour ces grès nous suggérons l'emploi du nom de grès de Iamna, vu que — tant dans les Plis de la Pocutie, mais surtout dans la zone des skibas des Carpathes soviétiques — le grès du même nom occupe dans la succession stratigraphique une position similaire, atteint un développement régional et constitue un repère lithostratigraphique facile à suivre.

Les argiles rouges et vertes constituant dans la région la partie inférieure des couches de Straja, situées sous le grès de Iamna, viennent ainsi se corréler avec la partie supérieure des couches de Pocutie (T o l w i n s k i, 1950), pour lesquelles on a utilisé ultérieurement la dénomination d'horizon Iaremce (K u l c i ţ k i, 1959 ; G l u ş k o et al., 1963 ; G l u ş k o et al., 1971). D o l e n k o (1962) montre qu'au Sud-Ouest du ruisseau Ceciva cet horizon a un développement régional, tandis que vers le Nord-Est il apparait seulement de temps en temps.

Les variations d'épaisseur, tant dans le sens longitudinal ainsi que dans le sens transversal, du grès de Iamna dans le bassin de la Suce-

Institutul Geologic al României

viţa sont un phénomène courant dans les Carpathes soviétiques aussi, où elle s'inscrit entre 25—350 m (Gluşko et al., 1963). Dans la région de Bitkov, par exemple, les grès massifs de Iamna manquent, étant remplacés par un complexe d'argiles rouges et vertes et d'aléurites connues sous le nom de couches de Bitkov (Vialov, 1961). Une situation en quelque sorte semblable est signalée par Gluşko et al. (1971) dans le bassin du Dniestrs, où — dans une succession de flysch argilo-aléuritique — les grès de Iamna apparaissent en couches décimétriques, l'épaisseur du complexe tout entier ne dépassant pas d'habitude 60—80 m. Ces aspects particuliers de la succession des dépôts du Paléocène-Eocène inférieur des Carpathes soviétiques rappellent les caractères lithologiques des couches de Straja de chez nous, dans lesquelles les grès de Iamna font défaut ou sont très peu développés.

La partie supérieure des couches de Straja a comme équivalent dans les Carpathes soviétiques l'horizon bariolé de la suite de Iamna, attribué par Dolenko (1962) et Gluşko et al. (1963) au Paléocène. Le même horizon, attaché à la base des suites de Maniav et Vitviţa par Ladîjenski et Antipov (1961) et Gluşko et al. (1971), est considéré cette fois-ci comme représentant l'Eocène inférieur.

Dans la nappe de Tarcău des Carpathes Orientales Dumitrescu (1952) décrit, dans les bassins du Slănic et Oituz, au sein des couches de Straja du faciès de Tazlău-Piepturi Puica, le grès de Slănic, dans une succession stratigraphique à peu près identique à celle du bassin de la Suceviţa, où nous avons pu séparer le grès de Iamna. Compte tenu du fait que ce faciès est plus interne que le faciès de Leşunţ-Putna, auquel se rattachent les dépôts paléogènes du bassin de la Suceviţa, nous pensons qu'il est possible que pareils grès apparaissent aussi plus à l'Ouest de la région étudiée, dans le bassin de la Moldoviţa, dans le domaine du faciès de Tazlău-Piepturi-Puica. Nous espérons que nos futures recherches trouveront une réponse satisfaisante à cette hypothèse.

Un équivalent du grès de Slănic est d'après I. Dumitrescu et al. (1971) [7] le grès de Zîrna, appartenant au complexe ayant le même nom, développé sous le faciès de Colţi-Valea Rea. L'existence au même niveau stratigraphique et avec une constance lithologique remarquable des grès de Iamna, Slănic et Zîrna témoigne, une fois de plus, l'uniformité des processus sédimentaires manifestés à un moment donné sur des surfaces très étendues dans le bassin du flysch.

Dans les dépôts d'âge Eocène inférieur et moyen du bassin de la Suceviţa nous avons reconnu les mêmes horizons décrits antérieurement par Joja (1953, 1954, 1955) et Joja et al. (1963, 1968), de sorte que nous n'irions plus insister sur leur description. Dans cet intervalle stratigraphique on a remarqué aussi des grès quartzeux gris ou gris verdâtre, dénommés par Joja (1954) grès de Scorbura, qui ont ici toutefois un moindre developpement que dans les bassins de la Putna et de la Suceava. Ces grès, qui appartiennent aux couches de Suceviţa, représentent l'équivalent des grès de Vigoda des Carpathes soviétiques.

[7] Arch. IGG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

L'examen de la carte de J o j a (1960) nous porte à conclure que, entre les vallées de la Suceava et de la Sucevița, la distribution faciale des grès de Scorbura n'est uniforme ni dans le sens longitudinal, ni dans celui transversal. On rencontre ainsi des situations dans lesquelles on observe, dans la même structure, la transition d'un faciès gréseux (faciès de Scorbura) à un faciès calcaréo-gréseux (faciès de Putna), de même que leur alternance dans le sens transversal. On peut remarquer, en lignes générales, le fait que la prédominance des grès de Scorbura est un trait caractéristique des couches de Sucevița, appartenant aux structures plus internes. Cette particularité de la distribution faciale du matériel détritique dans le cadre des couches de Sucevița se maintient toujours vers le Nord, où — dans les bassins du Siret, Ceremuș et Prut — les faciès plus gréseux des suites de Maniav et Vigoda sont plus développés dans les parties plus internes de la zone des skibas (D o l e n k o, 1962 ; G l u ș k o et al., 1963, 1971).

En ce qui concerne les dépôts situés entre les couches de Strujinoasa au lit et les marnes à Globigérines et le grès de Lucăcești au toit, nous avons constaté que dans le bassin de la Sucevița, à l'Est de la ligne de chevauchement de la skiba Poiana Crucii, on était en présence d'un faciès de mélange entre les couches de Plopu et celles de Bisericani. J o j a (1953) a remarqué cet aspect dans une série de coupes de la région, mais il a maintenu ultérieurement le nom de couches de Plopu *s. str.* pour ces dépôts dans la zone toute entière, à l'exception du lambeau de poussée Voivodeasa, où dans cet intervalle stratigraphique se développent les couches de Bisericani typiques.

C e r n e a (1954) et ensuite P. P o l o n i c et G a b r i e l a P o l o n i c (1967) ont reconnu aussi la présence des couches de Bisericani dans la région, à côté des couches de Plopu, en soulignant toutefois l'existence de quelques variations, dans le sens longitudinal, d'un faciès à l'autre. Nous nous rallions à ce dernier point de vue, en remarquant quand même que le faciès de Bisericani est caractéristique en général pour la partie supérieure de la succession des dépôts d'âge Eocène supérieur situés au-dessous des marnes à Globigérines et que ce faciès cède la place, graduellement vers l'Ouest, au faciès des couches de Plopu. L'épaisseur plus réduite de ces dépôts dans le bassin de la Sucevița, en comparaison avec ceux des autres zones, et les variations longitudinales mentionnées empêche une séparation cartographique tranchante des faciès mentionnés.

I o n e s i (1971) a séparé, immédiatement au Sud du bassin de la Sucevița, des couches de Bisericani sur toute l'aire située à l'Est de la faille Bobeica-Merța, qui est située à notre avis plus à l'Ouest que la ligne frontale de la skiba Poiana Crucii. Mais, le même auteur plaide pour l'attribution des argiles rouges et vertes du lit des couches de Bisericani toujours à ces couches, point de vue qui n'a pas notre accord vu qu'il contredit la définition initiale des couches de Bisericani (sans argiles rouges et vertes). Ces dernières ont des caractères lithologiques nettement différents de ceux des couches de Bisericani, ainsi que de ceux

Institutul Geologic al României

des couches de Plopu *s. str.* qui les surmontent, raison pour laquelle Joja (1954, 1957, 1960) ; Joja et al. (1963, 1968) ; P. Polonic et Gabriela Polonic (1967) les ont séparées sous la dénomination de couches de Strujinoasa, tant à la partie externe de la nappe de Tarcău, ainsi que dans la demi-fenêtre de Gura Putnei.

L'équivalent des couches de Plopu *s. str.* (sans la séquence d'argiles rouges d'en base) et des couches de Bisericani est représenté dans les Carpathes polonaises par les argiles vertes situées sous les marnes à Globigérines (Bieda et al., 1963). Dans les Carpathes soviétiques, leur équivalent sont, tant dans la zone des skibas ainsi que dans les Plis de la Pocutie, la suite de Bistrița au Sud-Est et la suite de Popiele au Nord-Est. Il est important à remarquer le fait que Dolenko (1962) et Gluşko et al. (1971) ont séparé à la base de la suite de Bistrița, au Sud du Prut, dans la zone des skibas un horizont épais de 20—40 m d'argiles rouges et vertes, à intercalations minces de grès, horizon parfaitement corrélable aux couches de Strujinoasa. Ladîjenski et Antipov (1961, pl. X, p. 41) décrivent dans les Plis de la Pocutie un horizon pareil, situé entre les calcaires de Pasieczna et la suite de Popiele.

Les marnes à Globigérines et le grès de Lucăcești représentent la partie terminale de la succession des dépôts d'âge Eocène supérieur situés dans la région. Tout comme dans l'entière zone du flysch des Carpathes Orientales, cet horizon est dans le bassin de la Sucevița aussi un important repère litho- et biostratigraphique.

Du point de vue lithologique, l'horizon est constitué de marnes gris verdâtre, parfois blanchâtres, à intercalations de grès quartzeux à glauconite, rarement à ciment faiblement calcaire, occurrant en couches de 0,2—0,7 m, parfois même de 1,5—3 m. L'épaisseur totale de l'horizon y varie entre 15—40 m.

Les grès quartzeux, connus sous le nom de grès de Lucăcești, présentent d'importantes variations d'épaisseur. Le plus souvent ils se présentent en bancs décimétriques, intercalés à plusieurs niveaux dans les marnes à Globigérines. Beaucoup moins souvent (ruisseaux Chinului, Ursoaia Mare, Gligu), les bancs de grès atteignent 2—3 m ou même plus, étant cantonnés cette fois-ci dans la partie supérieure de l'horizon. Les situations dans lesquelles le grès de Lucăcești est moins singularisé peuvent engendrer une série d'erreurs dans les séparations lithostratigraphiques, parce que, selon ce qu'on va voir, dans l'horizon sur-jacent apparaissent, de nouveau, des grès type Kliwa, représentant en réalité le grès de Fierăstrău, avec lequel le grès de Lucăcești a été très fréquemment confondu.

Les observations personnelles effectuées entre les vallées de la Sucevița et du Tazlău, ainsi que les données existant dans la riche littérature géologique consacrée au flysch externe des Carpathes nous portent à croire que le grès de Lucăcești, associé à l'horizon des marnes à Globigérines, présente une tendance de réduction d'épaisseur jusqu'à sa disparition, depuis le Sud vers le Nord. La discussion exhaustive du

Institutul Geologic al României

problème du grès de Lucăcești dans les Carpathes Orientales dépasse le cadre du présent travail, et notre intention est de l'aborder à une autre occasion.

Quant à l'âge de l'horizon des marnes à Globigérines, il en existe une vaste littérature. Les résultats des recherches dans ce domaine sont synthétisés dans une série de travaux à caractère monographique, qui couvrent des aires étendues du flysch carpathique (Bieda et al., 1963 ; Dumitrescu et al., 1971[8] ; Gluşko et al., 1971). La plupart des chercheurs sont d'avis que les associations microfaunistiques de cet horizon indiquent le Priabonien terminal. Ionesi (1975) montre cependant que l'absence des espèces du genre *Bolivina,* dans ces associations, plaide pour l'hypothèse que la limite Eocène/Oligocène devrait être placée dans les dépôts situés au-dessus de cet horizon.

La corrélation de l'horizon des marnes à Globigérines et du grès de Lucăcești du bassin de la Suceviţa avec des dépôts synchrones des autres régions sera discutée ensemble avec celle de l'horizon sur-jacent, qui marque à norte avis le début de la succession des dépôts oligocènes.

L'horizon des schistes ardésiformes et du grès de Fierăstrău

Situé entre l'horizon des marnes à Globigérines et les ménilites inférieures, il est constitué d'un complexe argilo-siltique qui abrite aussi des grès micacés, calcaires, curbicorticaux, en couches minces, et des intercalations sous forme de bancs métriques de grès quartzeux, blanc jaunâtre, du type du grès de Kliwa, dénommés dès 1948 par Dumitrescu (1952 b, c) le grès de Fierăstrău.

Les argiles marneuses brunâtres, souvent faiblement sablonneuses, logent parfois des galets de petites dimensions de schistes verts. Apparaissent aussi des variétés schisteuses, fort bitumineuses, d'argiles riches en restes d'écailles de poissons.

Les grès calcaires micacés, de couleur gris ou noitrâtre à cause de la matière bitumineuse dont ils sont imprégnés, sont curbicorticaux et en couches centimétriques ou décimétriques, alternant avec les argiles.

Les grès quartzeux ont une texture massive, sont oligomictiques et se présentent en bancs de 1—2 m, parfois même de 3—5 m. Le ciment apparait en petites quantités, de règle quartzeux, mais on rencontre parfois des grès faiblement calcaires.

L'épaisseur totale de cet horizon, dont la partie terminale présente de minces intercalations de ménilites, varie dans le bassin de la Suceviţa entre 20—70 m pl. 2). Jusqu'à présent, cet horizon n'a plus été sépare dans la région. Mentionnons pourtant que Joja (1954) a décrit entre les vallées de la Putna et de la Putnişoara, au-dessous des ménilites inférieures, un paquet de quelques mètres d'épaisseur de schistes disodiliques, représentant certainement les schistes ardésiformes.

[8] *Op. cit.*, point 7.

Institutul Geologic al României

Ionesi (1961, 1971) remarque l'existence, dans le bassin de la vallée de la Moldova, entre les marnes à Globigérines et les ménilites inférieures, des dépôts épais de 30—40 m d'argiles marneuses à intercalations de grès siliceux, qu'il attribue quand même à l'horizon des ménilites inférieures.

P. Polonic et Gabriela Polonic (1969)[9] ont séparé à la base des dépôts oligocènes, entre les vallées de la Suceava et du Trotuș, sous le nom d'horizon du grès de Lucăcești, des grès quartzeux de type Kliwa, à intercalations de marnes disodiliformes et marnes noires sablonneuses, représentant, à notre avis, l'horizon des schistes ardésiformes et du grès de Fierăstrău. Bien que les auteurs aient attribué à ces dépôts l'âge oligocène, leur équivalence avec le grès de Lucăcești n'est pas correcte, vu l'âge différent des deux horizons. La découverte d'une association microfaunistique oligocène dans les schistes ardésiformes des autres régions (Elena Bratu in I. Dumitrescu et al., 1971)[10] prouve encore une fois que ces dépôts sont plus récents que ceux sous-jacents qui renferment en fait le grès de Lucăcești proprement dits.

Selon ce que nous avons montré, le mérite d'avoir séparé cet horizon revient à Dumitrescu dès l'année 1948, qui l'a distingué — tant dans les démi-fenêtres Oituz-Slănic et Vrancea, que dans la nappe de Tarcău, à la base de l'Oligocène sous faciès bitumineux. Pourtant, il est surprenant que les travaux ultérieurs des autres auteurs (Mirăuță, 1962, 1969 ; Vîsoțki et Grigoraș, 1964 ; O. Mirăuță et Elena Mirăuță, 1964a ; Damian et Filimon, 1965 ; P. Polonic et Gabriela Polonic, 1967 ; Dicea, 1974) ne font plus mention de cet horizon, bien que tant la position stratigraphique ainsi que les descriptions lithologiques de „l'horizon du grès de Lucăcești" séparé par eux correspondent entièrement à l'horizon des schistes ardésiformes et du grès de Fierăstrău, séparé, il y a plus de trente ans, par Dumitrescu.

La tendance du grès de Lucăcești de s'éfiler vers le Nord, contrairement au grès de Fierăstrău qui nous semble gagner plus de constance sur direction, a provoqué de fréquentes erreurs d'interprétation que nous avons mentionnées plus haut, qui ont influé tant sur l'attribution correcte de l'âge des dépôts à la limite Eocène-Oligocène, ainsi que les corrélations à l'échelle régionale ultérieures.

Dans les Carpathes soviétiques, l'équivalent des marnes à Globigérines représente la partie inférieure de l'horizon Seșorsk (sensu Vialov, 1961), dans lequel, à côté des marnes à Globigérines apparaissent encore de rares grès quartzeux minces. Plus loin, dans les Carpathes polonaises, les marnes à Globigérines sont dépourvues de telles intercalations gréseuses (Bieda et al., 1964). Ces faits, ajoutés à nos observations, démontrent d'une manière assez convaincante que le grès de Lu-

[9] *Op. cit.*, point 5.
[10] *Op. cit.*, point 7.

Institutul Geologic al României

căceşti proprement dit s'éfile jusqu'à disparaître vers le Nord, en perdant ainsi la valeur de niveau-repère qui lui fût accordée jusqu'à présent dans les corrélations stratigraphiques régionales.

L'horizon des schistes ardésiformes et du grès de Fierăstrău vient se corréler avec l'horizon de Seşorsk supérieur (V i a l o v, 1961), dénommé récemment l'horizon Mrajniţki (G l u ş k o et al., 1971). La composition lithologique de cet horizon est identique à celui séparé dans les Carpathes orientales par D u m i t r e s c u (1952 a, b) tout d'abord sous le nom d'horizon du grès de Fierăstrău, ensuite comme horizon des schistes ardésiformes et du grès de Fierăstrău (D u m i t r e s c u, 1959 — Carte géologique échelle 1 : 100.000, feuille Bîrseşti). Dans les Carpathes polonaises externes ce sont les „schistes ménilitiques infra-silex" qui sont leur équivalent, ceux-ci admettant eux-aussi des intercalations de grès et même des conglomérats (B i e d a et al., 1963).

D o l e n k o (1962) montre que, dans les Plis de la Pocutie, vers le Nord-Est, l'horizon de Seşorsk supérieur est envahi par un grès quartzeux, connu ici sous le nom de grès de Borislav. Contrairement à quelques points de vue antérieurs (D o l e n k o, 1962 ; V i s o ţ k i et G r i g o r a ş 1964) considérant les grès de Borislav et de Lucăceşti synchrones, nous sommes d'avis que c'est le grès de Fierăstrău qui pourrait être l'équivalent du grès de Borislav.

Dans la succession des dépôts oligocènes du bassin de la Sucevita nous avons séparé, dans les schistes ardésiformes et le grès de Fierăstrău, les mêmes horizons que ceux mentionnés par les recherches antérieures : les ménilites inférieures, les marnes brunes bitumineuses, les schistes disodiliques inférieurs et le grès de Kliwa. Sur ce dernier horizon nous avons mis en évidence, dans le Sud-Est de la région, la présence de l'horizon des schistes disodiliques supérieurs, contrairement aux opinions de P. P o l o n i c et G a b r i e l a P o l o n i c (1967) qui y ont séparé un „horizon flyschoïde" et, sur celui-ci, des ménilites supérieures. Quant à l'horizon „flyschoïde" de ces auteurs, nous montrons que sur le ruisseau Şoarecu et ses affluents, où nous avons séparé les disodiles supérieures, des grès micacés n'apparaissent que tout à fait accidentellement, de sorte qu'on ne peut pas plaider ici pour la séparation d'un soi-disant horizon flyschoïde. Il est aussi impossible d'équivaler cet horizon „flyschoïde" avec les couches de Gura Şoimului de l'unité des plis marginaux, vu que ce dernier horizon occupe — là où il peut être séparé — une position supérieure aux ménilites que les auteurs soutiennent les avoir identifiées dans la région. Ces ménilites supérieures, que nous ne les avons pas rencontrées dans la région étudiée, mais dont nous n'excluons guère la présence plus au Sud, sont justement l'un des arguments plaidant contre le parallèle du soi-disant horizon flyschoïde avec les couches de Gura Şoimului.

Il nous a été possible de reconnaître aussi des disodiles supérieures dans la skiba Dragoşina, un peu en aval du confluent des ruisseaux Rusca et Ciungitura, où elles sont chevauchées par les dépôts crétacés du skiba Poiana Crucii.

Institutul Geologic al României

Tectonique

Les formations du Crétacé supérieur et du Paléogène situées dans le bassin de la Sucevița appartiennent aux skibas (écailles externes) de la nappe de Tarcău et au lambeau de poussée de Voivodeasa. La division en skibas internes et externes [11] de la nappe de Tarcău dans cette région nous a été imposée tout d'abord par la nécessité de réaliser une délimitation des principaux lithofaciès éocènes et oligocènes au Nord de la vallée de la Moldova. Dans l'actuel stade des recherches il nous est difficile d'affirmer si la ligne séparant ici les skibas internes et externes a également une signification structurale plus particulière. Afin de vérifier cette hypothèse, une étude de détail, lithofaciale et structurale, sur une aire beaucoup plus large, pourrait mener à des conclusions intéressantes.

Les skibas internes se développent — suivant la division adoptée par nous dans cet ouvrage — à l'Ouest de la ligne Poiana Ursului-Poiana Mărului, qui délimite vers l'Est la skiba Obcina Mare. Cette ligne représente le prolongement vers le Sud de la ligne Măgura, séparée par Joja (1957) dans le front de l'écaille du même nom du bassin de la Putna. Dans ces skibas l'Eocène renferme également des intercalations de grès du type Tarcău, et dans l'Oligocène, à côté des grès de Kliwa, apparaissent des grès de Fusaru (Ionesi, 1971). Situées à l'Ouest du bassin de la Sucevița, les skibas internes ne font pas l'objet de la présente étude.

Les skibas externes, placées à l'Est de la skiba Obcina Mare sont (de l'intérieur vers l'extérieur) : la skiba Poiana Crucii, la skiba Dragoșina, la skiba Sucevița et la skiba Dealul Rău-Cociniș. Les dépôts éocènes y sont représentés par des couches de Sucevița, calcaires de Pasieczna, couches de Vițeu, couches de Strujinoasa, couches de Plopu *s. str.* + couches de Bisericani et marnes à Globigérines et grès de Lucăcești. L'Oligocène des skibas externes se développe exclusivement dans le lithofaciès bitumineux à grès de Kliwa. Exception faisant quelques petits détails d'ordre cartographique, ces skibas correspondent à celles séparés antérieurement par Joja (1953, 1957), mais nous les avons suivies également au Sud de la vallée de la Sucevița.

Quant à l'appartenance de la structure Voivodeasa à la nappe de Tarcău ou à l'unité de plis marginaux, il y a plusieurs points de vue. Rattachée d'abord à la nappe marginale (Tarcău) par Joja (1953), elle a été plus tard considérée — par le même auteur (Joja, 1954, 1957 ; Joja et al., 1963, 1966, 1968) — comme se rattachant à une unité inférieure à celle-ci, qui apparaît sous la forme d'une lame de rabotage. Băncilă et Hristescu (1963, pl. I, 1) ont interprété la structure Voivodeasa comme une écaille de la nappe de Tarcău, qui, dans ce secteur, venait en contact direct avec le Miocène de l'unité subcarpa-

[11] Les dénominations nous ont été sugérées par M. Săndulescu à l'occasion des discussions sur la maquette de la carte géologique échelle 1:50.000, feuille Sucevița (décembre, 1978).

Institutul Geologic al României

thique, en dépassant de beaucop l'unité „externe" (unité des plis marginaux). I. Dumitrescu et al. (1971) [12] sont d'avis que cette structure peut être rangée dans la catégorie des lambeaux de poussée.

Une brève analyse des arguments à même de plaider pour l'une ou l'autre des hypothèses montre qu'une décision catégorique dans ce sens est difficile à prendre. Le faciès conglomératique de l'Oligocène, signalé par Joja (1957) dans la partie nord de la structure, ainsi que l'Eocène supérieur sous le faciès des couches de Bisericani peuvent plaider pour l'interprétation de la structure en tant que lame de rabotage. En échange, la présence des couches de Putna et des couches de Sucevița indiquent plutôt des affinités avec le faciès de Leșunț-Putna de la nappe de Tarcău. Les couches de Straja de la petite boutonnière anticlinale avec couches de Putna dans son axe, située un peu en amont du canton sylvicole de Voivodeasa, dépourvues d'argiles rouges, trahissent de fortes ressemblances avec l'horizon à marnocalcaires et argiles vertes de la vallée de la Moldova appartenant au lambeau de poussée de Păltinoasa (I. Băncilă, 1952 ; I. Dumitrescu et al., 1971) [13]. Les caractères lithologiques de celles-ci, intermédiaires entre les couches de Straja proprement dites, de la nappe de Tarcău, et les couches de Piatra Uscată de l'unité des plis marginaux, ainsi que la présence des couches de Putna, Sucevița, Vițeu et Strujinoasa nous ont porté à considérer que l'hypothèse conformément à laquelle la structure Voivodeasa représenterait un lambeau de poussée est plus vraisemblable.

Dans le bassin de la Sucevița nous avons mis en évidence une importante faille à décrochement senèstre, dont l'effet est plus accusé particuliérement près du confluent des ruisseaux Sucevița et Rusca. D'ici vers l'Est le tracé de cette faille transversale longe la vallée de la Sucevița jusque devant le confluent avec le ruisseau Boului. Nous considérons que vers l'Ouest on peut la suivre jusque dans le bassin de la Moldovița, où Gr. Alexandrescu (données inédites) [14] a mis récemment en évidence un accident tectonique pareil, affectant la terminaison sud du synclinal avec roches oligocènes dans son axe, situé justement à l'Est de la vallée de la Moldovița.

BIBLIOGRAPHIE

Athanasiu S. (1913) Cercetări geologice în basizul Moldovei din Bucovina. Rap. lucr. teren 1908—1909, p. XXX—XLVII, București.

Băncilă I. (1952) Geologia regiunii Gura Humorului-Voroneț-Suha. *D. d. S. Inst. Geol.* vol. XXXVI (1948—1949), p. 4—12, București.

[12] *Op. cit.*, point 7.

[13] *Op. cit.*, point 7.

[14] Maquette de la carte géologique 1:50.000, feuille Sucevița.

Institutul Geologic al României

— Hristescu E. (1963) Linia externă şi linia pericarpatică dintre valea Sucevei şi valea Trotuşului. *As. Geol. Carp. Balc. Congr. V-Bucureşti.* 1961, IV-Tectonica, p. 11—33, Bucureşti.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Ksiazkiewicz M., Zytko K. (1963) Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Inst. Geol. Biul. 181-Rech. Geol. Carpates,* 10, p. 5—174. Warszawa.

Cernea G. (1955) Structura geologică a regiunii Sucevița-Solca-Ciumărna. *D. d. S.,* XXXIX (1951—1952), p. 145—150, Bucureşti.

Dicea O. (1974) Studiul geologic al regiunii Voroneț-Suha Mică-Plotonița. *Inst. Geol. St. Tehn. Econ. ser. J,* nr. 11, Bucureşti.

Dolenko G. N. (1962) Gheologhia nefti i gaza Karpat. 365 p., Kiev.

Dumitrescu I. (1952 a) Cercetări geologice asupra flişului din valea Oituzului. *D. d. S.* XXXVI (1948—1949), p. 61—70, Bucureşti.

— (1952 b) Cercetări geologice în Vrancea de nord. *D. d. S.* XXXVI (1948—1949), p. 51—61, Bucureşti.

— (1952 c) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz şi Coza. *An. Com. Geol.* XXIV, p. 115—270, Bucureşti.

— (1963) Asupra stratelor de Tisaru. *Bul. Inst. Petrol, Gaze şi Geologie,* IX. p. 21—37, Bucureşti.

Filimon T., Damian A. (1965) Geologia regiunii Bicaz-Piatra Neamț. *Soc. St. Nat. Geogr.-Com. Geol.,* III, p. 39—59, Bucureşti.

Gluşko V. V., Klitocenko I. F., Kramarenko V. N., Maximov S. P., Cirvinskaya M. V. (1963) Gheologhia neftianîh i gazovîh mestorojdenii Ukrainskoi SSR, 315 p., Kiev.

— Krugłova S. S. -sub redacția- (1971) Gheologhiceskoie stroenie i goriucie iscopaemîe Ukrainskih Karpat. *Trudî Ukr. NIGRI,* vîp. 25, 343 p, Kiev.

Ionesi L. (1961) Geologia regiunii Gura Humorului-Poiana Micului. *An. St. Univ. Iaşi,* sect. II, tom VII/2, p. 355—382, Iaşi.

— (1971) Flişul paleogen din bazinul văii Moldovei, Ed. Acad., 250 p., Bucureşti.

— (1975) Asupra vîrstei stratelor de Lupoaia din flişul extern. Lucr. Stat. *„Stejarul"*, p. 36—44, Pîngărati.

Joja T. (1953) Structura geologică a flişului marginal între valea Voivodesei şi valea Suceviței. *D. d. S.,* XXXVII (1949—1950), p. 4—11, Bucureşti.

— (1954) Structura geologică a flişului marginal de pe Putnișoara şi din cursul inferior al Putnei. *D. d. S.,* XXXVIII, (1950—1951), p. 183—202, Bucureşti.

— (1955) Flişul extern şi Miocenul dintre Falcău şi Bilca şi de la SW de Voitinelu. *D. d. S.,* XXXIX (1951—1952), p. 286—300, Bucureşti.

— (1957) Contribuțiuni la cunoaşterea tectonicii flişului extern dintre Suceava şi Putna. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze,* III, p. 9—17, Bucureşti.

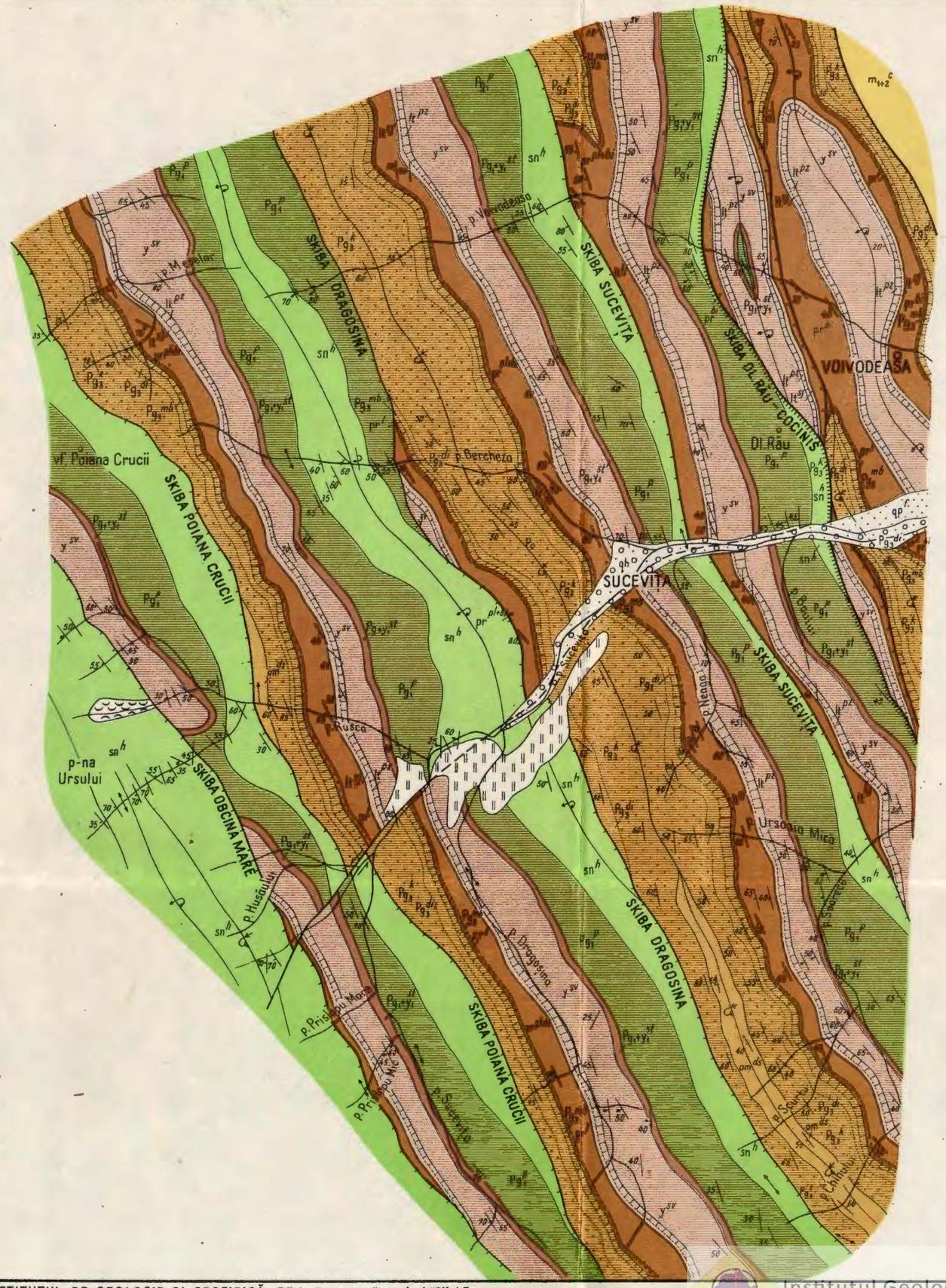
— (1960) Contribuțiuni la cunoaşterea stratigrafiei şi tectonicii flişului extern din jurul comunei Brodina şi de la fundul pîrîului Putna. *Bul. Inst. Petrol-Gaze,* VI, p. 9—25, Bucureşti.

— Cosma V., Dumitrescu Z. (1963) Orizonturile flişului extern dintre Suceava şi Sucevița şi conținutul lor micropaleontologic. *As. Geol. Carp. Balc., Congr. V-Bucureşti 1961,* sect. II-Stratigrafie, vol. III/1, p. 221—252. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Chiriac M. (1964) Asupra prezenței unor amoniți în stratele de Hangu din flișul extern de la Putna (reg. Suceava). *Acad. R.P.R. St. Cerc. Geol., Geof., Geogr.*, 9, 1, p. 39—49, București.
— Iancu Gh., Popovici M. (1966) Principalele rezultate de ordin stratigrafic și tectonic ale forajelor Comitetului Geologic de la Putna (reg. Suceava). *D. d. S.*, LII/2 (1964—1965), p. 64—93, București.
— Alexandrescu Gr., Bercia I., Mutihac V. (1968) Notă explicativă la harta geologică 1:200.000 — foaia 5 Rădăuți, Inst. Geol., 64 p., București.
Kulcițki Ia. O. (1959) Stratigrafia melovîh i paleoghenovîh otlojenii iugovostocinîi ciasti Vostocinîh Karpat. *Izd. A. N. SSSR*, Moskva.
Ladîjenski N. R., Antipov V. I. (1961) Gheologhiceskoe stroenie i gazoneftenosnosti sovetskogo predcarpatia, 266 p., *Gosoptehizdat*, Moskva.
Mirăuță O. (1962) Stilul tectonic al flișului marginal și al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamț. *D. d. S.* XLVIII 71960—1961), p. 47—55, București.
— (1969) Stratigrafia și structura Miocenului subcarpatic din regiunea Moinești-Tazlău. *D. d. S.* LIV/3 (1967), p. 173—211, București.
— Mirăuță E. (1964 a) Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinalul fals Almașu. *D. d. S.*, XLIX/2 (1961—1962, p. 137—148, București.
— Mirăuță E. (1964 b) Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdiului și valea Horaiței. *D. d. S.*, L/1 (1962—1963), p. 131—149, București.
Paul C. M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. KK R. A.*, bd. 26, Wien.
Polonic P., Polonic Gabriela (1967) Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului. *D. d. S.*, LII/3 (1964—1965), p. 39—61, București.
Ștefănescu D. (1927) Cercetări geologice în bazinul superior al rîului Suceava (Bucovina). *D. d. S.*, X (1921—1922), p. 31—37, București.
Tolwinski K. (1950) Karpaty Pokuckie. *Acta Geol. Polonica* I, p. 159—255, Warszawa.
Vialov O. S. (1961) Paleoghenovîi fliș severnogo sklona Karpat. *Izd. AN Ukr. SSR*, 136 p., Kiev.
Visoțki I. V., Grigoraș N. (1964) Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpații Orientali de pe teritoriile URSS și RPR. *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. Geol.*, 9/1, p. 25—38, București.

Institutul Geologic al României



M. MICU

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE SUCEVIȚA

0 1 2 3 km.

LÉGENDE

HOLOCÈNE	1	a^{qh}	Alluvions actuelles et sub-actuelles (a);
	2	b^{qh} c^{II} d^{qh}	Dépôts colluviaux – glissements (b); Dépôts diluviaux (c); Dépôts proluviaux – cônes de déjection (d).
PLÉISTOCÈNE	3	qp^{f}	Dépôts de terasse
			UNITÉ SUBCARPATHIQUE
MIOCÈNE MOYEN MIOCENE INF.	4	m_{t+z}^{c}	Marnes sableuses cendrées, marnes argileuses, sables.
			LA NAPPE DE TARCĂU ET LE LAMBEAU DE POUSSÉE VOIVODEASA
			LES SKIBAS EXTERNES ET LE LAMBEAU DE POUSSEE VOIVODEASA
OLIGO – MIOCÈNE	5	om^{ds}	Schites disodiliques – Horizon supérieur des schistes disodiliques.
OLIGOCÈNE	6	$P_{g_3}^{k}$	Grès quartzitiques, schistes disodiliques – Grès de Kliwa.
	7	$P_{g_3}^{ds}$	Schistes disodiliques à minces intercalations de grès quartzitiques – Horizon inférieur des schistes disodiliques.
	8	$P_{g_3}^{mb}$	Ménilites inférieures et marnes brunes bitumineuses schistes ardésiformes et le grès de Fierăstrău en base.
PRIABONIEN	9	$P_{g_3}^{lc}$	Grès quartzeux et marnes à globigérines – Grés de Lucăcești.
	10	$P_{g_3}^{bs}$	Marnes et argiles cendrées à grès calcaires et marnocalcaires sideritique – Couches de Bisericani. Marnes et argiles vert cendré, grès a hiéroglyphes, argiles cendrées – Couches de Plopu s. str. et couches de Bisericani.
LUTÈTIEN	11	It^{sv}	Argiles vertes et rouges à intercalations de grès quartzeux – Couches de Strujinoasa et couches de Vițelu.
	12	It^{pz}	Calcaires à silicifications et quartz détritique – Calcaires de Pasieczna.
YPRÉSIEN	13	y^{sv}	Flysch gréso – argileux de type „couches à hiéroglyphes", grès de Scorbura – Couches de Sucevița.
YPRÉSIEN INF. PALÉOCÈNE	14	$Pg_{1}y_{1}^{st}$	Flysch argilo – gréseux rouge et vert, localement à grès quartzitiques de Jamna – Couches de Straja.
PALÉOCÈNE	15	Pg_{1}^{p}	Flysch gréso – marneux à intercalations de microconglomérats à mélobesiées Couches de Putna (couches de Hangu supérieures).
SÉNONIEN	16	sn^{h}	Flysch calcaire – Couches de Hangu s. str.

SIGNES CONVENTIONNELS

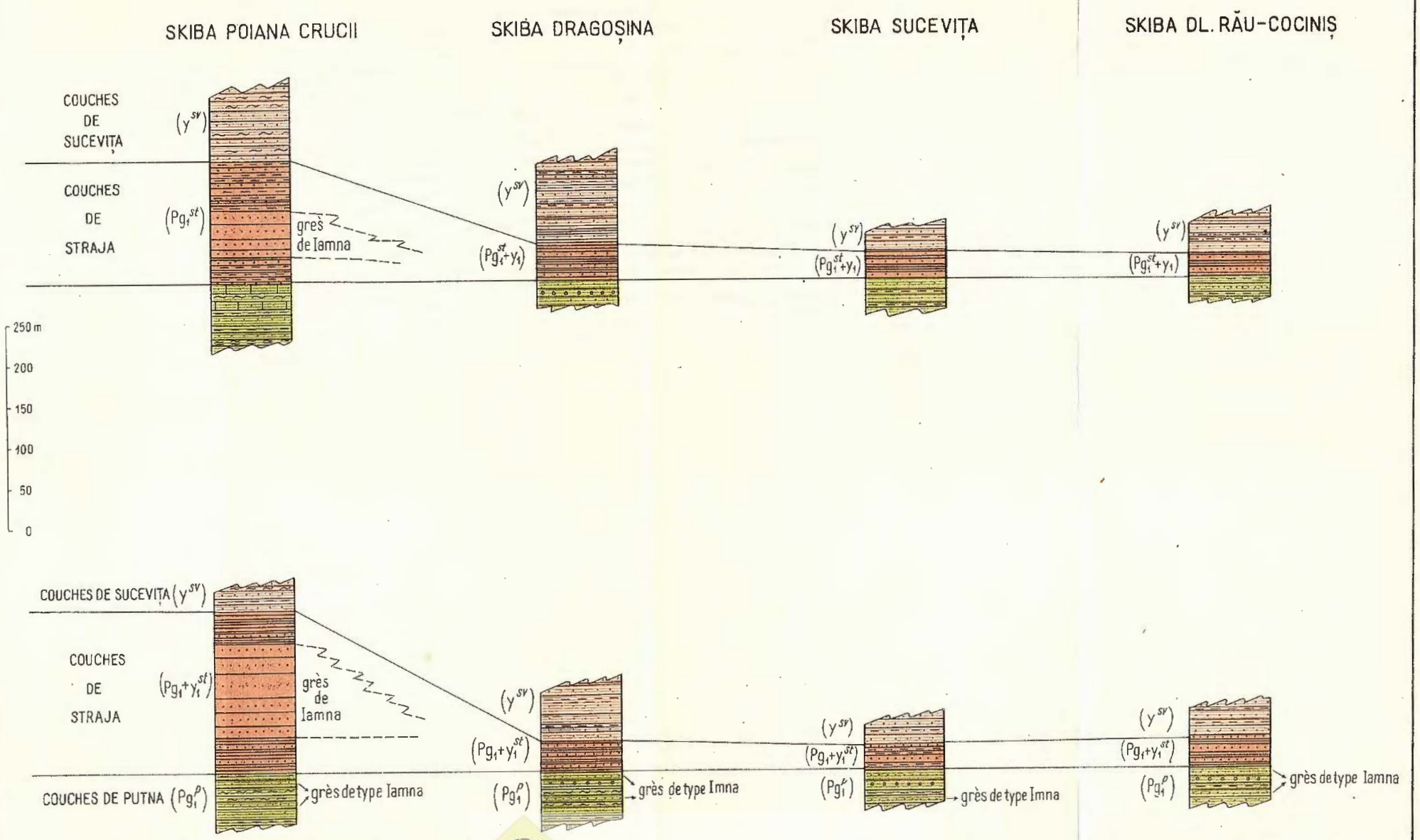
17 Limite geologique en général
18 Limite lithologique
19 Limite des formations quaternaires
20 Nappe de charriage
21 Lambeau de poussée
22 Faille inverse
23 Faille verticale et sub – verticale (+ compartiment élevé, – compartiment affaissé)
24 Faille à décrochement
25 Axe d'anticlinal a. vertical ; b. deversé
26 Axe de synclinal a. vertical ; b. deversé
27 Position des couches
28 Position des couches à polarité normale
29 Position des couches à polarité inverse
30 Position verticale des couches.

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

M. MICU

COLONNES STRATIGRAPHIQUES DES COUCHES DE STRAJA DANS LE BASSIN DE SUCEVIŢA



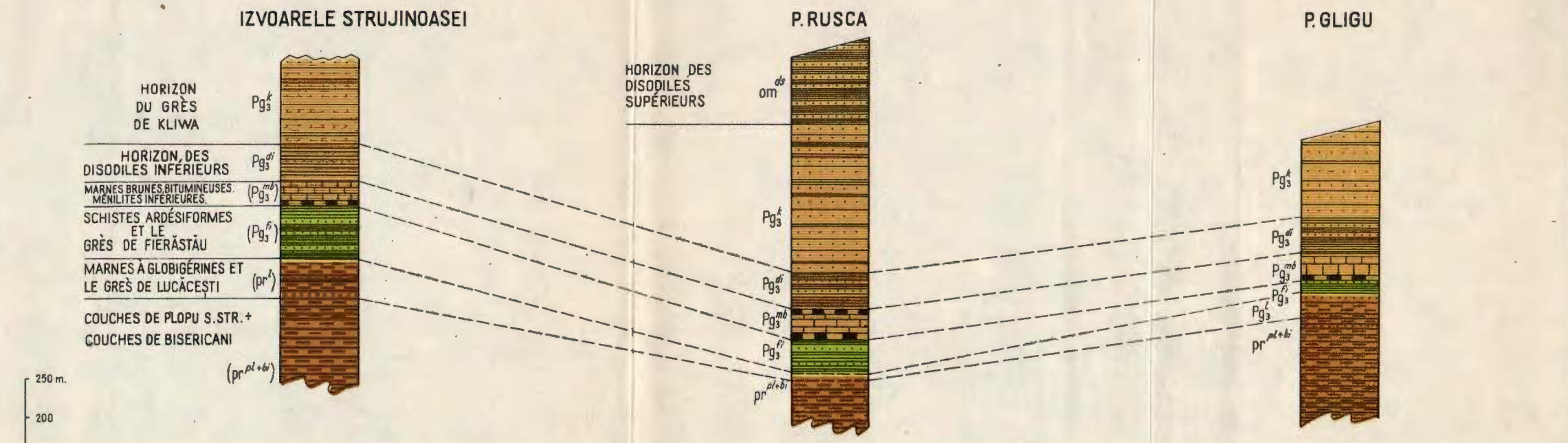
Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

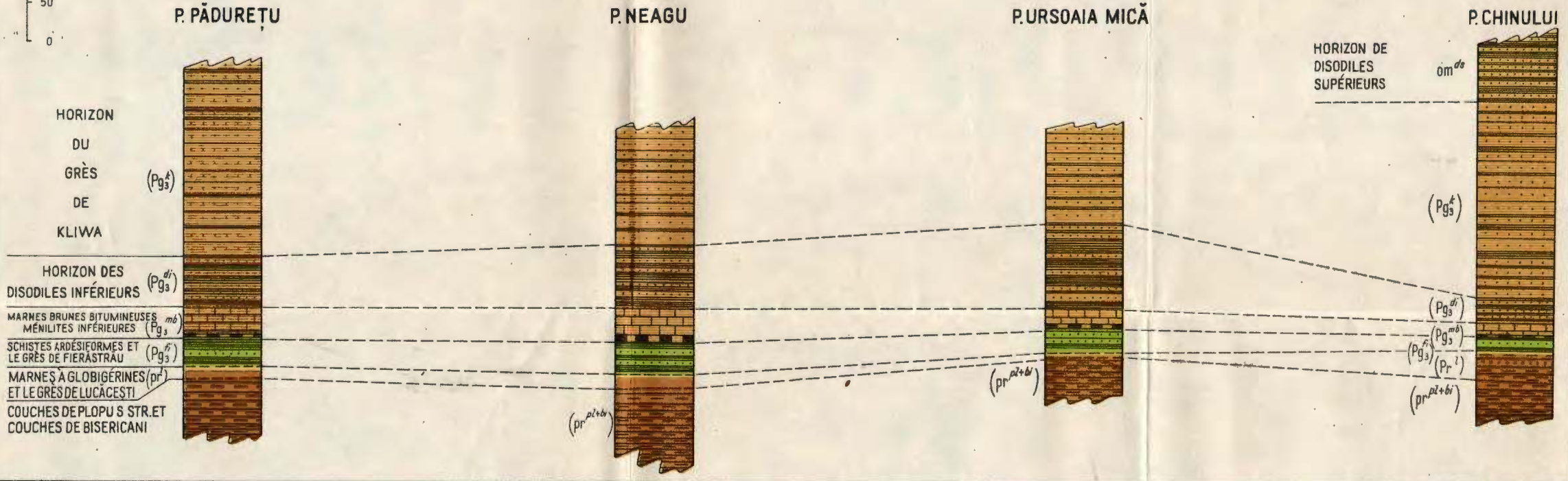
M. MICU

COLONNES STRATIGRAPHIQUES À LA LIMITE EOCÈNE – OLIGOCÈNE DANS LE BASSIN DE SUCEVIŢA

1) SKIBA DRAGOŞINA



2) SKIBA SUCEVIŢA



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ. Dări de seamă vol. LXVI/5

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 65—74

POZIŢIA ÎN PÎNZĂ A METAMORFITELOR SERIEI DE REBRA (PRECAMBRIAN SUPERIOR) DIN PARTEA DE SUD A CARPAŢILOR ORIENTALI — ARGUMENTE FURNIZATE DE FORAJELE DIN ZONA MĂDĂRAŞ-CIUC [1]

DE

MIRCEA MUREŞAN [2], LUCIA TĂNĂSESCU [3]

Rebra Series. Upper Precambrian. Carbonatic rocks. Drillings-studies. Lower Cretaceous. Overthrust nappes. Marls. Limestones. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic zone ; Neogene basins-Ciucurile.

Abstract

The Nappe Position of the Rebra Series Metamorphites (Upper Precambrian) from the Southern Part of the East Carpathians — Arguments Provided by the Drillings in the Mădăraş-Ciuc Zone. Most drillings (exceeding 100 in number) on the Cainozoic cover from the Upper Ciuc Basin reached the metamorphic basement of the latter, which consists mainly of the Rebra Series (Upper Precambrian). The drilling 25142/152 crossed the carbonatic rocks of this series below the depth of 30 m, penetrating then the Mesozoic detrigenous marls and limestones (Lower Cretaceous). Thus, the Alpine tectonic allochthony (overthrust) of the Rebra Series is proved for the first time by drilling data in the Crystalline-Mesozoic zone of the East Carpathians, which has been demonstrated only by mapping data so far (the Bistriţa Mountains and the Rodna Mountains).

Forajele din zona Mădăraş-Ciuc (situată la cca 15 km NNW de Miercurea Ciuc) au fost amplasate pe cuvertura cainozoică a bazinului Ciucului superior, flancat la est de extremitatea sudică a zonei crista-

[1] Predată la 25 mai 1978, acceptată pentru publicare la 11 octombrie 1978, comunicată în şedinţa din 26 ianuarie 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

[3] Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale utile, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

lino-mezozoice a Carpaților Orientali, iar la vest de lanțul vulcanic al munților Harghita.

Din cele peste 140 de foraje efectuate, majoritatea (peste 100 m) au străbătut complet depozitele cainozoice, cu caracter vulcanogen-sedimentar (tufite, nisipuri, piroclastite etc.), atingînd (după cca 400—550 m) fundamentul metamorfic al bazinului (Tănăsescu, 1967).

Subasmentul, străbătut de forajele menționate pe adîncimi de ordinul zecilor de metri, este alcătuit din formațiuni cristaline, care sînt cunoscute la zi pe rama estică a depresiunii Ciucului superior, adică în partea sudică a zonei cristalino-mezozoice. Astfel, în fundamentul bazinului au fost evidențiate (Mureșan, Tănăsescu, 1967) seriile de Rebra, de Tulgheș și de Izvorul Mureș.

Formațiunile seriei de Rebra, interceptate de majoritatea forajelor, constituie cea mai mare parte a subasmentului și sînt alcătuite petrografic (Tănăsescu, 1967) din roci carbonatice (calcare și dolomite), micașisturi și cuarțite biotitice. În Carpații Orientali, seria de Rebra a fost atribuită fie Infracambrianului (Iliescu, Mureșan, 1972 a) fie Precambrianului superior A (Kräutner et al., 1976)[4].

Formațiunile seriei de Izvorul Mureș, întîlnite în cîteva foraje, sînt constituite din roci blasto-pelito-psamitice, cu caracter slab metamorfic (anchimetamorfic), dispuse transgresiv pe seria de Rebra. Seria de Izvorul Mureș a fost atribuită Carboniferului inferior (Mureșan, 1973).

Formațiunile seriei de Tulgheș, interceptate de puține foraje, au un caracter epimetamorfic și sînt alcătuite din șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase și roci magmatogene acide (porfirogene). Seria corespunde Cambrianului inferior, cu posibilitatea ca părțile inferioare ale acesteia să coboare în Infracambrian (Iliescu, Mureșan, 1972 a). În partea sudică a zonei cristalino-mezozoice, seria de Tulgheș încalecă de-a lungul unui plan de șariaj, ansamblul format în principal din seria de Rebra și seria de Izvorul Mureș, plan de șariaj care se continuă și sub cuvertura sedimentară cainozoică din zona Mădăraș Ciuc (Mureșan, 1973, 1976).

Sonda nr. 25142/52, situată în zona centrală a perimetrului cercetat cu foraje, după ce a traversat cuvertura cainozoică, a intrat după 539,80 m în rocile carbonatice ale seriei de Rebra, pe care le-a străbătut, intrînd, la adîncimea de 573,12 m, în roci sedimentare (marne uneori sideritizate și calcare detritogene), în care s-a oprit, la metrul 604,70.

Superpoziția calcarelor cristaline precambriene peste rocile sedimentare, surprinsă în forajul menționat, indică prezența unui contact tectonic între cele două tipuri de formațiuni. Întrucît în jurul locației 25142/52, respectiv în toată regiunea Mădăraș-Ciuc, multitudinea de

[4] Conform diviziunilor cronostratigrafice adoptate pentru formațiunile precambriene din România și utilizate la redactarea hărții geologice scara 1:50.000 a țării, Precambrianul superior A corespunde intervalului 1600—850±50 m. a.

Institutul Geologic al României

foraje, care au atins subasmentul, au intrat exclusiv roci metamorfice, rezultă că, cel puțin în perimetrul cercetat cu sonde, acest contact tectonic nu răsbate la suprafața îngropată sub Cainozoic, ceea ce arată că, în sectorul considerat, seria de Rebra acoperă tectonic un complex de roci sedimentare, de-a lungul unui important plan de încălecare.

În vederea stabilirii semnificației relațiilor tectonice evidențiate de sonda 25142/52, în cele ce urmează, ne vom referi la un cadru geologic mai larg.

1. La circa 10 km NNW de zona Mădăraș, cercetată cu foraje, la NW de localitatea Tomești (în bazinul văii Fagilor), se cunoaște o succesiune de depozite mezozoice (evidențiate de Streckeisen, 1940), în care D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Dimitriu-Popescu, 1965 [5] disting următorii termeni litostratigrafici :

a) un orizont bazal de (cca 50 m grosime) gresii și microconglomerate seisiene ;

b) un termen (cca 250 m grosime) constituit din dolomite campiliene și anisiene ;

c) un orizont foarte subțire (1—2 m) de argile roșii și siltite roșii-violacee, atribuite prezumtiv Jurasicului inferior ;

d) un pachet (100 m grosime) de jaspuri și șisturi argiloase sau marnoase roșii și cenușii, încadrate la Callovian-Oxfordian ;

e) o formațiune (mai mult de 175 m grosime) constituită din strate (10—40 cm) de calcare negricioase (cu structură fin granulară, pseudooolitică sau microdetritică), separate prin șisturi argilo-marnoase și de marne nisipoase, totul fiind urmat de siltite fin micacee, șisturi argiloase cenușii și gresii fine ; acestei formațiuni i s-a conferit vîrsta cretacic-inferioară, prin analogie cu depozite similare litologic și datate paleontologic, din alte sectoare ale Carpaților Orientali.

Suita mezozoică descrisă stă transgresiv pe un fundament constituit din formațiunea breciilor de Hăghimaș, de vîrstă permiană (Mureșan, 1970 ; Iliescu, Mureșan, 1972 b), care repauzează pe relieful vechi al unor roci epimetamorfice, probabil paleozoice.

Patrulius et al. (1965) [6] au arătat că, în partea nord-vestică a zonei lor de apariție, depozitele mezozoice sînt încălecate de roci carbonatice cristaline, care aparțin seriei de Rebra (Mureșan, 1968). Încălecarea menționată, care apare sub forma unui plan tectonic înclinat cu 35—45° spre NE, a fost ulterior interpretată ca fiind un șariaj alpin (Mureșan, 1967 ; Săndulescu, 1967).

Ansamblul formațiunilor premezozoice și mezozoice de la NW de Tomești a fost atribuit de Săndulescu (1967, 1968) pînzei subbucovinice, iar de Mureșan (1976) a fost atașat grupei pînzelor maramureșene (definite în munții Rodnei de Kräutner, 1972). Formațiunile cristaline care încalecă Mezozoicul de la NW de Tomești, au fost atașate de Săndulescu (1967, 1968) pînzei bucovinice iar de Mureșan

[5] Arh. IGG, București.

[6] *Op. cit.* pct. 5.

Institutul Geologic al României

(1973) pînzei de Mestecăniş ; acest din urmă autor, prin apariţia de noi date, separă (Mureşan, 1976) din pînza de Mestecăniş o unitate inferioară (constituită în principal din seria de Rebra), pe care o echivalează cu pînza de Rodna (Kräutner, 1968) şi cu pînza de Iacobeni, din munţii Bistriţei (Bercia et al., 1976), în ambele unităţi seria de Rebra avînd o participare majoritară.

Din cele de mai sus, reiese o similitudine frapantă între situaţia geologică existentă la NW de Tomeşti şi cea relevată de sonda 25142/52. Într-adevăr, calcarele detritogene şi marnele, întîlnite de acest foraj, se pot paraleliza fără dificultate, cu rocile similare, din baza succesiunii atribuită Cretacicului inferior, cunoscută la zi, la NW de Tomeşti. De asemenea, forajul evidenţiază superpoziţia tectonică a aceloraşi roci carbonatice ale seriei de Rebra peste rocile mezozoice menţionate.

Legătura dintre zona cu depozite mezozoice de la NW de Tomeşti şi regiunea Mădăraş, cercetată cu foraje, o întrevedem în modul expus mai jos.

Planul de încălecare, cu vergenţă sud-vestică, al seriei de Rebra peste formaţiunile mezozoice, se afundă sub cuvertura cainozoică de la sud, unde presupunem că se închide treptat periclinal, formînd o boltă relativ largă, peste suita atribuită Triasic-Cretacicului inferior, astfel încît aceasta ajunge să fie acoperită de o placă de metamorfite ce aparţin seriei de Rebra. Formaţiunile sedimentare se continuă mult spre SSE, pe sub seria de Rebra, fapt demonstrat de forajul 2542/2 din regiunea Mădăraş, care, situîndu-se aproximativ în zona axială a boltirii planului de încălecare, a străbătut rocile metamorfice, intrînd apoi în formaţiunile sedimentare mezozoice de dedesupt.

Dacă aceasta este situaţia, atunci formaţiunile mezozoice şi fundamentul lor pre-mezozoic de la NW de Tomeşti apar într-o fereastră tectonică, de sub seria de Rebra, şariată peste acest ansamblu.

Existenţa unei boltiri a planului de încălecare discutat şi a unei închideri de tip periclinal a acestuia se poate presupune nu numai pe baza datelor de foraj ci şi din analiza modului de dezvoltare în spaţiu al planului de şariaj alpin al seriei de Tulgheş peste seria de Rebra.

Astfel, în sudul zonei cristalino-mezozoice (regiunea Gheorghieni-Izvorul Mureşului-Sîndominic), acest contact tectonic, orientat NNW-SSE şi cu vergenţă vest-sud-vestică, separă la WSW pînza de Rebra, constituită din seria de Rebra (la a cărui parte superioară se dezvoltă în continuitate o succesiune „tulgheşoidă", atribuită părţii inferioare a seriei de Tulgheş—Mureşan, 1968, 1973, 1976) şi seria de Izvorul Mureş (transgresivă peste seria de Rebra), iar la ENE seria de Tulgheş. La sud de Sîndominic, contactul este acoperit de cuvertura cainozoică din bazinul Ciucului superior. Mai la sud însă, în preajma localităţilor Racu şi Siculeni, „insulele" de cristalin, constituite din seria de Tulgheş precum şi datele de foraj din regiunea Mădăraş, arată că planul de şariaj în discuţie îşi schimbă treptat direcţia şi înclinarea, sub Cainozoic, prezentînd o închidere de tip perianticlinal, după care se îndreaptă spre SW (tot pe sub cuvertura cainozoică), conturîndu-se astfel capătul sud—sud-estic al

Institutul Geologic al României

unei importante ferestre tectonice (fereastra Iacobeni-Sîndominic), în care se dezvoltă în principal seria de Rebra. Această fereastră, lungă de peste 120 km (urmărită înspre NNW pînă în munții Bistriței), corespunde unei importante boltiri a planului de șariaj descris, datorată unei recutări alpine, ulterioară formării lui (M u r e ș a n, 1976).

În consecință, considerăm că, la rîndul său, planul de șariaj austric, după care seria de Rebra (respectiv pînza de Rodna) încalecă peste Mezozoicul cunoscut la NW de Tomești și în forajul 25142/52, a fost recutat sincron și similar cu planul de șariaj anterior analizat, sub forma unei boltiri, de sub care, prin eroziune, apar la zi depozitele mezozoice încălecate. Considerăm astfel că, la NW de Tomești, apare la zi partea orientală a unei ferestre tectonice (fereastra Tomești), situată în cadrul unei alte ferestre tectonice, de amploare regională (fereastra Iacobeni-Sîndominic).

În concluzie, informațiile furnizate de locația 25142/52, în contextul celorlalte date obținute de forajele din regiunea Mădăraș-Ciuc, sprijină în mod direct ipotezele privind alohtonia tectonică alpină a seriei de Rebra în partea sudică a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. În același timp, după cum se va vedea mai jos, datele de foraj analizate sînt în concordanță cu celelalte argumente directe, de natură cartografică, obținute în alte sectoare ale Carpaților Orientali (munții Bistriței și ai Rodnei), cu ajutorul cărora s-a demonstrat pînă acum poziția în pînză a metamorfitelor seriei de Rebra.

2. În partea centrală a zonei cristalino-mezozoice, în munții Bistriței, alostonia tectonică alpină a seriei de Rebra a fost argumentată cartografic de B a l i n t o n i și G h e u c a (1977), evidențiind două ferestre tectonice, în care, de sub această serie, apar depozite triasice și formațiuni metamorfice.

3. În munții Rodnei, poziția în pînză de șariaj a seriei de Rebra a fost argumentată cartografic de K r ä u t n e r (1968), metamorfitele ei constituind pînza de Rodna, șariată peste fundamentul constituit din seria de Bretila și cuvertura ei paleozoică epimetamorfică.

Din cele arătate, rezultă că în principalele sectoare de dezvoltare ale seriei de Rebra s-a dovedit alohtonia tectonică (șariajul) a acesteia în raport cu diferitele formațiuni pe care repauzează ; pînă în prezent, argumentele invocate au fost de ordin cartografic, evidențiindu-se ferestre și semiferestre tectonice, petece de acoperire, ș.a.

În lucrarea de față se argumentează pentru prima dată cu date de foraj, obținute în regiunea Mădăraș, poziția în pînză de șariaj a seriei de Rebra, în deplină concordanță cu datele de ordin cartografic, care au condus anterior la stabilirea acestei ipoteze tectonice.

Deși, în ultimul deceniu, teoria pînzistă s-a impus din ce în ce mai mult în domeniul structurii zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali, totuși mai există concepții antipînziste, fapt care împietează încă asupra progresului generalizat în toate sectoarele acestei mari unități,

Institutul Geologic al României

aflate în curs de cercetare. De aceea, considerăm că dovezile furnizate de forajele din regiunea Mădăraș-Ciuc confirmă și întăresc neîndoelnic ipotezele privind existența pînzelor de șariaj în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali.

BIBLIOGRAFIE

Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXIII, 5. p. 11—38, București.

Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-mesozoic metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol, geofiz.*, L, p. 37—70, București.

Iliescu Violeta, Kräutner H. G. (1975) Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic și a vîrstei formațiunilor metamorfice din munții Rodnei și munții Bistriței. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/4, p. 11—25, București.

— Kräutner H. G. (1976) Precizarea vîrstei siluriene a seriei de Repedea din munții Rodnei (Carpații Orientali) pe baza unor asociații palinologice. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/4, p. 3—10, București.

— Mureșan M. (1972 a) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali-Seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LVIII, 4, p. 97—110, București.

— Mureșan M. (1972 b) Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a breciilor de Hăghimaș-Implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.* LVIII/4, p. 23—39, București.

Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.*, LV, 2, p. 197—213, București.

Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.* 13, 2, p. 337—355, București.

— (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der Nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rév. Roum. Géol., Géophys., Geogr., Série Géol.*, 16, 2, p. 81—90, București.

— Kräutner Florentina, Tănăsescu Anca, Neacșu Vasilica. (1976) Interprétation des âges radiométriques K/ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple- Les Carpates Orientales. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 167—229, București.

Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino- mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.* XII, 1, p. 243—248, București.

— (1968) Metamorphic formations. In „Crystalline Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector)" by Th. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan. *Intern. Geol. Congr. Sess. XXIII, Prague, Guide, to Excursion* 46 AC, p. 9—13 ; 36—46, București, Romania.

Institutul Geologic al României

— (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.* LVI, 4, p. 5—18, București.
— (1973) Seria de Izvorul Mureș — o nouă formațiune paleozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.* LIX, 4, p. 65—70, București.
— (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, p. 77—94, București.
— Ioncică Magdalena, Tănăsescu Anca (1974) Asupra prezenței metamorfitelor caledoniene în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (Seria de Dămuc). *D. S. Inst. geol.* LX, 5, p. 47—54, București.
— Tănăsescu Lucia (1976) Asupra prezenței unor roci paleozoice pelito-psamitice slab metamorfozate în fundamentul cristalofilian al regiunii Mădăraș-Ciuc (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, p. 95—104, București.
Săndulescu M. (1976) La nappe de Hăghimaș une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIII-ème, p. 179—185, Congr., Belgrad.
— (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII, 3, p. 221—244, București.
Streckeisen A. (1940) Le Mésozoïque de Tomești (Dép. de Ciuc) — Carpates Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, (1935—1936), p. 85—90, București.
Tănăsescu Lucia (1967) Date noi asupra formațiunilor geologice de adîncime din bazinul Mădăraș și asupra mineralizației de siderită. *Stud. tehn. econ. Inst. geol.*, A, 7, p. 189—206, București.

ÎNTREBĂRI

I. Balintoni: S-a renunțat a considera în zona sudică a Carpaților Orientali, seria de Izvoru Mureș transgresivă peste seria de Tulgheș ?

2. Se mai admite în partea sudică a zonei cristaline existența unei părți din seria de Tulgheș, în poziție transgresivă peste seria de Rebra ?

Răspuns: 1. Nu am renunțat la transgresivitatea seriei de Izvorul Mureș peste seria de Tulgheș (din pînza de Rodna — *sensu* Mureșan, 1976), în zona unde a fost descrisă pentru prima dată (M. Mureșan, 1973). În zona Mădăraș, datorită proceselor de eroziune dinaintea formării seriei de Izvorul Mureș, această serie ajunge să stea transgresiv peste seria de Rebra.

2. Nu am admis niciodată transgresivitatea seriei de Tulghes peste seria de Rebra. Dimpotrivă, am susținut (M. Mureșan, 1968) că peste seria de Rebra și în continuitate de sedimentare se dezvoltă o succesiune „tulgheșoidă" (cuarțite negre, calcare, metatufuri acide și bazice, intercalate într-o stivă terigenă, în care predomină șisturile cuarțoase cu biotit) pe care am raportat-o seriei de Tulgheș, utilizînd și datele palinologice (Violeta Iliescu, M. Mureșan, 1972). Situația la care ne referim s-a constatat la est de localitatea Voșlobeni (A. Streckeisen, 1968; M. Mureșan, 1968, 1973).

Institutul Geologic al României

M. Ţicleanu: Ar putea să existe o altă interpretare tectonică a situaţiei întîlnite în forajul menţionat? Susţin aceasta deoarece forajul plasat în cadrul unei reţele dese de foraje, s-ar părea că evidenţiază o situaţie de excepţie. Astfel de exemplu, dacă admitem că depozitele mezozoice stau pe seria de Rebra ocupînd o suprafaţă restrînsă, o fractură longitudinală înclinată (o falie inversă sau o falie de încălecare) ar putea explica satisfăcător situaţia.

Răspuns: Ţinînd seama de reţeaua deasă de foraje, în mijlocul căreia se află sonda 25142, precum şi de situaţia geologică de ansamblu, cunoscută la suprafaţă, reiese clar că singura interpretare verosimilă este cea dată de noi în lucrare.

LA POSITION EN NAPPE DE CHARRIAGE DES MÉTAMORPHITES DE LA SÉRIE DE REBRA (PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR) — ARGUMENTS FOURNIS PAR LES FORAGES DE LA ZONE DE MĂDĂRAȘ-CIUC (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Les forages de la zone de Mădăraș-Ciuc (située à environ 15 km NNO de Miercurea Ciuc) ont été emplacés sur la couverture caïnozoïque du bassin de Ciucul supérieur, flanqué à l'Est par l'extrémité sud de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales et à l'Ouest par la chaîne volcanique néogène des monts Harghita.

La plupart des forages (plus de 100) ont rencontré le soubassement métamorphique du bassin, constitué principalement de la série de Rebra (Précambrien supérieur). Le sondage no. 25142/52, situé dans la zone centrale du périmètre étudié par forages, est entré après 539,80 m, après avoir traversé la couverture caïnozoïque, dans les roches carbonatiques de la série de Rebra, qu'il a traversées entrant, à la profondeur de 573,12 m, dans des roches sédimentaires (marnes parfois sidéritisées et calcaires détritogènes), dans lesquelles il s'est arrêté mètre 604,70.

La superposition des calcaires cristallins précambriens sur les roches sédimentaires, saisie par le forage mentionné, indique la présence d'un contact tectonique entre les deux types de formations. Etant donée qu'autour de la location 25142/52, notamment dans toute la région Mădăraș-Ciuc, la majeure partie des forages ayant atteint le soubassement aient entré exclusivement en roches métamorphiques, il en résulte qu'au moins dans le périmètre étudié par sondages ce contact tectonique n'arrive pas jusqu'á la surface enfouie sous le Caïnozoïque, ce qui montre que, dans le secteur en question, la série de Rebra recouvre tectoniquement un complexe de roches sédimentaires, le long d'un important plan de chevauchement.

Afin d'établir la signification des relations tectoniques évidenciées par le sondage 25142/52, nous allons nous rapporter, en ce qui suit, à un cadre géologique plus large.

1. A environ 10 km NNO de la zone de Mădăraș, étudiée par forages, au NO de la localité de Tomești (dans le bassin de la vallée de Fagi), on connaît

Institutul Geologic al României

une succession de dépôts mésozoïques (mis en évidence par Streckeisen, 1940) attribués par Patrulius et al. (1965) [1] au Trias, Jurassique et Crétacé inférieur ; ces derniers auteurs ont montré que, dans la partie NO de leur zone d'apparition, les dépôts mésozoïques étaient chevauchés par des roches carbonatiques cristallinnes, appartenant à la série de Rebra (Mureșan, 1968). Le chevauchement mentionné, qui apparait sous forme de plan tectonique à pendage de 35—45° vers le NE, a été ultérieurement interprété comme charriage alpin (Mureșan, 1967 ; Săndulescu, 1967).

Il en résulte une similitude frappante entre la situation géologique existante au NO de Tomești et celle révélée par le sondage 25142/52. En effet, on peut mettre sans difficulté en parallèle les calcaires détritogènes et les marnes rencontrées dans ce forage avec les roches similaires, de la base de la succession attribuée au Crétacé inférieur, connue au jour au NO de Tomești. Le forage a évidencié également la superposition tectonique des mêmes roches carbonatiques de la série de Rebra sur les roches mésozoïques mentionnées.

La liaison entre la zone à dépôts mésozoïques du NO de Tomești et la région de Mădăraș, étudiée par forages, est envisagée par nous selon ce qui suit.

Le plan de chevauchement, à vergence sud-ouest, de la série de Rebra sur le Mésozoïque s'enfonce sous la couverture caïnozoïque du Sud, où l'on suppose qu'il se ferme de manière périclinale, en formant une voûte assez large, sur la suite attribuée au Trias-Crétacé inférieur, de sorte que celle-ci arrive à être recouverte par une plaque de métamorphites appartenant à la série de Rebra. Les formations sédimentaires se prolongent beaucoup vers le SSE, par-dessous la série de Rebra, fait démontré par le forage 25142/52 de la région de Mădăraș, qui, se situant approximativement dans la zone axiale de la voûte du plan de chevauchement, a traversé les roches métamorphiques, pour entrer ensuite dans les formations sédimentaires mésozoïques d'en-dessous.

Si telle est la situation, alors les formations mésozoïques du NO de Tomești apparaissent dans une fenêtre tectonique couverte transgressivement en partie par le Caïnozoïque d'au-dessous la série de Rebra.

L'ensemble des formations pré-mésozoïques et mésozoïques du NO de Tomești a été attribué par Săndulescu (1967, 1968) á la nappe sub-bucovinienne ; Mureșan (1976) l'a attaché au groupe des nappes de Maramureș (définies dans les monts Rodna par Kräutner, 1972). Les formations cristallinnes qui chevauchent le Mésozoïque du NO de Tomești ont été attachées par Săndulescu (1967, 1968) à la nappe bucovinienne et par Mureșan (1973) à la nappe de Mestecăniș. L'apparition de nouvelles données a permis à ce dernier auteur de séparer (Mureșan, 1976) dans la nappe de Mestecăniș une unité inférieure (constituée principalement de la série de Rebra), qu'il a équivalée à la nappe de Rodna (Kräutner, 1968) et à la nappe de Iacobeni des monts de Bistrița (Bercia et al., 1976), dans les deux unités la série de Rebra elle ayant une participation majoritaire.

Les informations fournies par la location 25142/52 dans le contexte des autres données acquises par les forages dans la région de Mădăraș-Ciuc étayent directement l'hypothèse sur l'allochtonie tectonique alpine de la série de Rebra dans la partie sud de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales. En

[1] *Op. cit.*, point 5.

Institutul Geologic al României

méme temps, les données de forage analysées sont en concordance avec les résultats obtenus en d'autres secteurs des Carpathes Orientales (monts de Bistriţa et Rodna).

2. Dans la partie centrale de la zone cristallino-mésozoïque, dans les monts de Bistriţa, l'allochtonie tectonique alpine de la série de Rebra a été argumentée cartographiquement par Balintoni et Gheuca (1977) et ont été mises en évidence deux fenêtres tectoniques dans lesquelles, de sous cette série, apparaissent des dépôts triasiques et des formations métamorphiques.

3. Dans les monts Rodna, la position en nappe de charriage de la série de Rebra a été argumentée cartographiquement par Kräutner (1968), ses métamorphites constituant la nappe de Rodna, charriée par-dessus le soubassement constitué par la série de Bretila et sa couverture paléozoïque épimétamorphique.

Il en résulte que dans les principaux secteurs de développement de la série de Rebra on a prouvé l'allochtonie de celle-ci (son charriage) par rapport aux différents formations qui la supportent ; les arguments invoqués jusqu'à présent ont été d'ordre cartographique, étant évidenciées des fenêtres et démi-fenêtres tectoniques, lambeaux de recouvrement etc.

La présente étude vient argumenter, pour la première fois, par des données de forage acquises dans la région de Mădăraş, la position en nappe de charriage de la série de Rebra, en concordance avec les données d'ordre cartographique qui ont conduit antérieurement à cette hypothèse tectonique.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse avec l'emplacement des forages de la région de Mădăraş-Ciuc.
1, forage qui n'a pas atteint les formations du soubassement ; 2, forage ayant intercepté les formations métamorphiques du soubassement ; 3, forage 25142/52 ayant intercepté des dépôts mésozoïques sous les formations métamorphiques de la série de Rebra ; 4, section géologique ; 5, nomenclature des forages (20, forage 20 ; 137, forage 25137 ; 705, forage 30.705 ; H7, forage 4427/7).

Esquisse tectonique de la région de Mădăraş-Sîndominic-Gheorghieni.
1, Caïnozoïque ; 2, série de Tulgheş ; 3, 4, 5, nappe de Rodna (3, série de Izvorul Mureş ; 4, série de Tulgheş — partie basale ; 5, série de Rebra) ; 6, 7, unité (nappe) de Tomeşti ; (6, Trias-Jurassique-Crétacé inférieur ; 7, Paléozoïque) ; 8, charriage (a, au jour ; b, sous la couverture sédimentaire).

Section géologique dans la partie centrale du périmètre étudié par forages.
1, dépôts caïnozoïques ; 2, dépôts mésozoïques ; 3, formations métamorphiques ; 4, charriage ; 5, forage dans le plan de la section ; 6, forage projeté.

Institutul Geologic al României

M. MUREȘAN, LUCIA TĂNĂSESCU

SCHIȚA AMPLASĂRII FORAJELOR DIN REGIUNEA MĂDĂRAȘ - CIUC

0 250 500 750 1000 m

SCHIȚA TECTONICĂ A REGIUNII MĂDĂRAȘ - SÎNDOMINIC - GHEORGHENI

0 2 4 6 8 Km

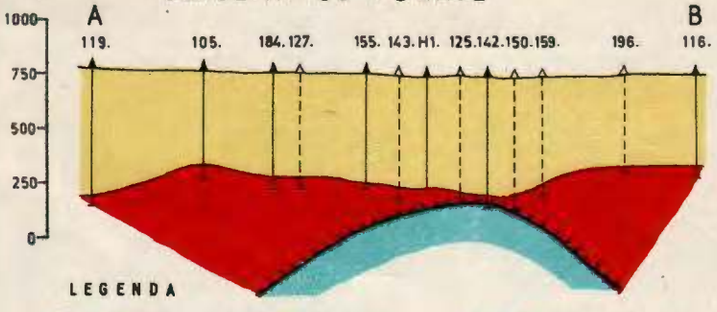
Gheorgheni, Joseni, v. Mureș, Voslobeni, Fereastra Izvorul Mureșului, Fereastra Iacobeni-Sîndominic, Fereastra Tomești, Sîndominic, Tomești, r. Olt, Mădăraș, Racu, Siculeni

LEGENDA

1 Cainozoic
2 Seria de Tulgheș
PÎNZA DE RODNA
3 Seria de Izvorul Mureș
4 Seria de Tulgheș (partea bazală)
5 Seria de Rebra
UNITATEA (PÎNZA) DE TOMEȘTI
6 Triasic - Jurasic - Cretacic inferior
7 Paleozoic
8 Șariaj (a. la suprafață b. sub cuvertura sedimentară)

v. Madicea, Dănești, v. Gödar, r. Olt, v. Mădărașul Mare, Mădăraș

SECȚIUNE GEOLOGICĂ ÎN PARTEA CENTRALĂ A PERIMETRULUI CERCETAT CU FORAJE



LEGENDA

1 Depozite cainozoice
2 Depozite mezozoice
3 Formațiuni metamorfice
4 Șariaj
5 Foraj în planul secțiunii
6 Foraj proiectat

LEGENDA

1 Foraj care nu a atins formațiunile fundamentului
2 Foraj care a interceptat formațiunile metamorfice din fundament
3 Forajul 25142/52 care a interceptat depozite mezozoice sub formațiunile metamorfice ale seriei de Rebra
4 A — B Secțiune geologică
5 Nomenclatura forajelor:
20 Forajul 20
137 Forajul 25137
705 Forajul 30705
H7 Forajul 4427/7

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 75—90

DATE NOI PRIVIND STRUCTURA GEOLOGICĂ A REGIUNII ZEBRAC-MERMEZEU (STÎNCENI, MUNŢII CĂLIMANI DE SUD) [1]

DE

SERGIU PELTZ [2], MIHAI ŞTEFĂNESCU [2], ZOLTAN BALLA [3], AUREL GHEORGHIU [3]

Eruptive body. Laccolith. Neogene volcanics. Andesites. Diorites. Endogenous breccias. Tectono-magmatic alignment. East Carpathians — New eruptive — Călimani Mountains.

Abstract

New Data Concerning the Geological Structure of the Zebrac-Mermezeu Region (Stînceni, the South Călimani Mountains). The region is situated in the upper basin of the Zebrac Valley and Mermezeu Valley, in the centre of the south-eastern part of the Călimani Mountains(East Carpathians). The area is made up of Oligocene and Miocene-Pannonian(?) sedimentary deposits as well as Neogene volcanics that cover most of the territory. The geological structure is dominated by the Zebrac-Mermezeu andesitic-dioritic body, the largest intrusion known in the south of the Călimani Mountains. The body was built up in several moments of magmatic activity : the andesite eruption with green hornblende (±) pyroxenes and the formation of a laccolith with eastern unilateral development, about 3 km wide and 500 m thick ; the porphyric microdiorite intrusion ; the quartz andesite eruption and the building up of some cupolas ; failed explosions and the formation of the endogenous breccias bodies. After the formation of this complex eruptive structure, which extends on about 10 km^2 (Plate) there followed eruptions of hornblende andesites, pyroxene andesites, basaltic andesites within some small size volcanoes with mixed activity, situated in areas neighbouring the Zebrac-Mermezeu region (Fig. 2). The development of the eruptive activity was checked by the major Călimman caldera-Fîncel-Lăpuşna caldera tectono-magmatic alignment as well as by

[1] Predată la 3 mai 1979, acceptată la 8 mai 1979, comunicată în şedinţa din 18 mai 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti.

[3] IPEG Harghita, secţia Gheorgheni, str. Băii nr. 7, Gheorgheni, judeţul Harghita.

Institutul Geologic al României

other alignments from the southern part of the Călimani Mountains (Fig. 2). The eruptive activity took place within a period corresponding to the Pannonian D/E Pontian (Peltz, 1969 ; Rădulescu, 1973 ; Rădulescu et al., 1973).

1. Introducere

Pe cursul superior al văilor Zebrac și Mermezeu, în raza comunei Stînceni, județul Mureș, se localizează cel mai mare corp eruptiv care aflorează în sudul munților Călimani. Acest corp este dealtfel unul dintre cele mai mari cunoscute pînă în prezent în aria edificiului vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita, comparabil numai cu unele corpuri eruptive din zona subvulcanică neogenă a Carpaților Orientali.

Datorită indicațiilor de mineralizație auriferă și polimetalică ce se asociază corpului eruptiv, regiunea cursului superior al văilor Zebrac-Mermezeu a constituit în mai multe perioade din ultimii 20 de ani obiectivul unor cercetări complexe, geologice, geofizice, geochimice, cu lucrări miniere și foraje.

O primă imagine a complicatei structuri geologice a regiunii, avînd ca element major lacolitul Zebrac-Mermezeu, a fost prezentată de Peltz în 1969. Această imagine fusese realizată pe baza cartării efectuate în terenurile eruptive și în mai mică măsură în cele sedimentare din regiune, de asemenea pe baza unui volum redus de lucrări miniere și de foraje.

În ultimii ani s-au intensificat cercetările geologice, realizîndu-se totodată un important program de lucrări miniere și foraje în partea vestică a regiunii Zebrac-Mermezeu, pentru verificarea perspectivei mineralizației. Este în intenția autorilor prezentei lucrări, participanți în ultimii ani la activitatea geologică desfășurată în regiune, de a prezenta unele dintre rezultatele obținute care aduc contribuții la cunoașterea structurii geologice a regiunii, a evoluției magmatismului, cu implicații deosebite pentru aprecierea perspectivei metalogenetice.

Primele referiri la structura geologică a regiunii bazinului superior al văilor Zebrac și Mermezeu sînt cuprinse în lucrările publicate de Török (1956) și Treiber (1954) ; în concepția acestor autori corpul eruptiv Zebrac este considerat un subvulcan, a cărui punere în loc s-a produs anterior manifestărilor vulcanice din munții Călimani.

Primele cercetări geologice de detaliu asupra regiunii au fost efectuate de S. Peltz și Margareta Peltz (1960)[4], apoi dezvoltate de S. Peltz în perioada 1961—1965, rezultatele fiind publicate în 1969.

Începînd cu anul 1973, Z. Balla și A. Gheorghiu întreprind cercetări geologice în bazinul superior al văii Zebrac cu privire specială asupra lucrărilor miniere și de foraj executate de IPEG (1974—1978)[5]. În perioada 1975—1979 un larg colectiv de specialiști din IGG efectuează

[4] Arh. IGG, București.

[5] Arh. IPEG Harghita, Miercurea Ciuc.

Institutul Geologic al României

studii geologice-metalogenetice (1977—1979) [6] și electrometrice (1976 — 1977) [7], avînd ca obiectiv principal elucidarea perspectivei metalogenetice.

Regiunea care face obiectul prezentei lucrări se localizează în partea centrală a sud-estului munților Călimani, la circa 7 km nord de valea Mureșului și de centrul comunei Stînceni, la circa 17 km nord-vest de orașul Toplița (fig. 1).

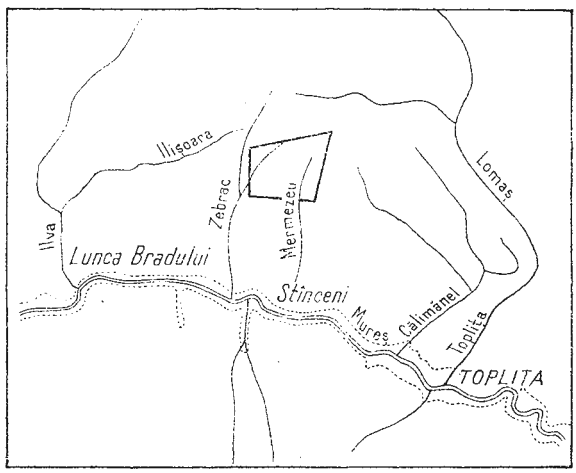


Fig. 1. — Localizarea regiunii Zebrac-Mermezeu.
Localisation de la région de Zebrac-Mermezeu

2. Formațiuni sedimentare

Depozitele sedimentare ce aflorează în împrejurimile corpului eruptiv din bazinul văii Zebrac au fost puțin studiate, ele fiind menționate în lucrările lui Török (1942), Treiber (1954) și Peltz (1969). Acești autori atribuie toate formațiunile în discuție, în bloc, Oligocenului.

Studiile efectuate de noi în ultimii doi ani, atît asupra depozitelor ce aflorează cît și asupra celor întîlnite de forajele executate în partea superioară a bazinului văii Zebrac, au evidențiat faptul că în vecinătatea corpului eruptiv există trei tipuri diferite de depozite, pe care le vom examina în cele ce urmează.

2.1. *Depozite întîlnite în foraje*

2.1.1. *Oligocen.* Într-un singur foraj, și anume în cel săpat în Pîrîul Popii (F_3), între adîncimile de 318,55 m și 368,5 m, a fost străbătută o stivă de depozite alcătuită în cea mai mare parte din marne cenușii-cafenii sau numai cafenii, uneori foioase, alteori cu spărtură concoidală și gresii cenușii, foarte fine, calcaroase și cu structură laminară, oblică. În lipsa oricăror argumente paleontologice, vîrsta oligocenă a depozitelor descrise a fost atribuită pe baza poziției lor geometrice și a asemănării litologice cu depozite similare, ce au o vîrstă bine stabilită.

[6], [7], Arh. IGG, București.

Institutul Geologic al României

2.2. *Depozite care aflorează în bazinul Zebrac*

2.2.1. *Miocen inferior (Acvitanian-Burdigalian).* Acest interval stratigrafic este ocupat de depozite în facies de fliș, ce au fost descrise de Ștefănescu (1978)[8] sub numele de „strate de Zebrac".

Formațiunea cuprinsă sub această denumire este alcătuită dintr-o alternanță de : marne cenușii, uneori spre negricioase, dure, calcaroase, cu spărtură neregulată, cu alterație gălbuie, și gresii de culoare cenușiu-deschis, fin micacee, calcaroase, ce prezintă uneori urme de transport pe fața inferioară. Grosimea gresiilor variază de la 1—20 cm. Atunci cînd au grosimi între 1 și 4 cm, gresiile prezintă în general o structură oblică, iar atunci cînd depășesc aceste grosimi ele au o structură paralelă în partea inferioară și oblică sau curbicorticală la partea superioară.

Sensurile de la NV către SE ale direcțiilor de paleotransport măsurate pe gresiile stratelor de Zebrac explică pe de-o parte caracterul lor de fliș distal, iar pe de altă parte sugerează o posibilă legătură paleogeografică cu depozitele sincrone din munții Bîrgăului.

Stratele de Zebrac sînt străbătute de silluri andezitice (andezite de Zebrac-Mermezeu). În zonele de contact cu aceste andezite și în special cu cele ale corpului principal, rocile sedimentare suferă, gradat, următoarele transformări : indurare, schimbarea culorii spre alb-cenușiu sau alb, silicifiere și chiar mineralizare. Mineralizarea apare atît pe plane de diaclazare ce fac unghiuri de 60—80° cu stratificația cît și în interiorul gresiilor, unde dimensiunile cristalelor de minerale nou formate sînt în proporție directă cu cele ale elementelor componente ale gresiilor.

Stratele de Zebrac au fost atribuite Acvitanian-Burdigalianului pe baza unui conținut sărac de nannoplancton.

În afara zonelor de aflorare, stratele de Zebrac au fost întîlnite practic și în toate forajele săpate în bazinul superior al văii Zebrac.

2.2.2. *Miocen superior.* Pe unele profile din bazinul văii Zebrac aflorează depozite alcătuite din următoarele elemente litologice : marne de culoare cenușiu-deschis, fin micacee, în strate de cîteva zeci de centimetri și care se dezvoltă în special spre partea superioară a succesiunii ; gresii fine, micacee, cenușii, cu structură paralelă ; conglomerate sau microconglomerate în strate groase (20—30 cm pînă la 2 m), formate dintr-o matrice grezoasă, în care sînt prinse elemente rotunjite sau subcolțuroase de șisturi cristaline sericitoase, sericito-cloritoase sau grafitoase, cuarț metamorfic și mai rar de calcare.

Ca și stratele de Zebrac și depozitele molasice descrise aici sînt asociate cu roci andezitice, în parte intruse aproximativ paralel cu stratificația.

În lipsa argumentelor paleontologice, pentru stabilirea vîrstei acestor depozite molasice au fost luate în considerare atît poziția lor discordantă peste cele miocen-inferioare, cît și alcătuirea lor litologică. Lipsa elementelor litologice caracteristice Mocenului mediu (tufuri și conglomerate sau brecii calcaroase) ne-a determinat să atribuim depozitele în dis-

[8] Peltz et al. Arh. IGG, București.

Institutul Geologic al României

cuţie unui interval stratigrafic mai nou, şi anume Miocenului superior-Pannonianului.

2.3. *Consideraţii structurale*

Existenţa, la zi, în sectorul Zebrac-Mermezeu atît a rocilor sedimentare cît şi a celor eruptive a facilitat pe de-o parte natura contactelor dintre corpurile intrusive, împreună cu apofizele lor şi rocile sedimentare, iar pe de altă parte detectarea şi trasarea fracturilor care afectează în egală măsură cele două tipuri de formaţiuni. Astfel, deşi redusă ca suprafaţă, regiunea de care ne ocupăm prezintă o importanţă particulară, întrucît ea oferă un model de structură ce poate exista în zonele de manifestare a vulcanismului neogen.

Faliile detectate formează o reţea practic rectangulară. Dintre acestea, cea mai mare parte se aliniază după două direcţii principale, după cum urmează :

— N 36° E-N 45°. Faliile cu această orientare au trasee ce au fost decroşate de accidente tectonice ulterioare (grupul următor), iar continuitatea lor este greu de controlat, mai ales acolo unde ele au afectat numai roci eruptive.

— N 60° E-N 70°. În acest grup intră cinci falii, cu constanţă direcţională remarcabilă, care au putut fi trasate pe aproape toată lăţimea perimetrului.

O excepţie de la orientările de mai sus o constituie falia de la izvorul văii Tăuleţ, cu o direcţie N 10° V.

Din datele de suprafaţă oferite de conturul cartografic al faliilor detectate reiese că acestea au înclinări apropiate de verticală. Măsurătorile efectuate în galeria din valea Zebrac, pe fracturi cu orientări similare celor ale faliilor detectate prin cartare arată că acestea prezintă înclinări în general spre sud şi care variază în jurul valorii de 70°. Aceleaşi date de subteran arată că de obicei, zonele mineralizate prezintă direcţii identice celor ale fracturilor determinate la suprafaţă. În această situaţie se poate admite că zonele de faliere au constituit principalele căi de circulaţie şi implicit de concentrare a mineralizaţiilor. O astfel de concluzie are implicaţii directe economice, întrucît ea poate contribui la orientarea viitoarelor lucrări miniere.

În ceea ce priveşte vîrsta faliilor descrise este de subliniat faptul că ele s-au produs în diferite momente ale activităţii vulcanice şi au fost reluate într-o fază foarte nouă a activităţii tectonice, probabil Pliocen terminal, întrucît ele afectează toate depozitele anteholocene din regiune, inclusiv piroclastitele de Ilişoara.

3. Vulcanitele din regiunea Zebrac-Mermezeu

Aria eruptivă situată în bazinul superior al văilor Zebrac şi Mermezeu este alcătuită din andezite, microdiorite porfirice şi vulcanoclastite andezitice. Aceste vulcanite provin din centre eruptive localizate în regiunea Zebrac-Mermezeu sau în sectoare învecinate din sud-estul munţilor Călimani.

Institutul Geologic al României

3.1. *Vulcanitele structurii eruptive complexe Zebrac-Mermezeu*

Elementul geologic principal din regiune este corpul eruptiv andezito-dioritic care în bazinul superior al văilor Zebrac și Mermezeu aflorează pe circa 10 km^2 (vezi pl.). Locul și rolul acestei intruziuni în ansamblul manifestărilor vulcanice și metalogenetice din sudul munților Călimani a fost arătat de P e l t z (1969). Autorul a considerat corpul Zebrac-Mermezeu un lacolit andezitic care s-a pus în loc cu prilejul primelor manifestări vulcanice din sud-estul munților Călimani. Atribuirea formei de zăcămînt lacolitice s-a făcut pe baza relațiilor cu formațiunile înconjurătoare (sedimentare și vulcanice), precum și pe baza observațiilor petrotectonice. Petrofondul a fost considerat a fi reprezentat de andezitul cu hornblendă verde. Local s-a remarcat apariția andezitului cu piroxeni și hornblendă, microdioritului porfiric, andezitului cu cuarț precum și a breciilor.

Ca urmare a executării în ultimii ani a unor lucrări miniere și de foraj au fost obținute date noi și edificatoare cu privire la alcătuirea lacolitului. Coroborarea noilor date geopetrografice arată că cel puțin partea vestică și centrală a lacolitului prezintă o structură mult mai complexă decît a fost imaginată în deceniul trecut (P e l t z, 1969).

Dacă în perioada anterioară de cunoaștere, numai pe baza observațiilor din aflorimente nu apărea cu claritate rolul microdioritelor porfirice, andezitelor cu cuarț, al breciilor la alcătuirea corpului eruptiv, în prezent, pe baza observațiilor din galeria valea Zebrac, forajele Pîrîul Popii (400 m), dealul Ursului și valea Zebrac (650 m), a putut fi clarificată poziția spațială a acestor roci și importanța participării lor la edificarea corpului eruptiv din regiunea Zebrac-Mermezeu. Acesta apare ca o structură eruptivă complexă care s-a constituit în spațiul lacolitului în momente subsecvente de activitate magmatică. S-a realizat astfel un model structural care explică în mod satisfăcător, în stadiul actual de cunoaștere, evoluția proceselor eruptive în conexiune cu cele mineralizatoare.

Alcătuirea complexă a corpului eruptiv Zebrac-Mermezeu, precum și tectonizarea acestuia — așa cum a fost imaginată de P e l t z et al. în perioada 1977—1978 [9], își găsește o parțială confirmare în rezultatele prospecțiunilor gravimetrice de mare detaliu efectuate recent de M. S u c e a v ă, A. P r o c a, D. I o a n e, L. P o d o l e a n u (1978) [10].

În continuare se prezintă caracterele generale ale petrotipurilor ce alcătuiesc structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu. Detalii privind mineralogia și chimismul andezitului de Zebrac-Mermezeu, petrotipul cu cea mai largă răspîndire, sînt cuprinse în studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani publicat de P e l t z în 1969.

---

[9] Arh. IGG, București.

[10] M. S u c e a v ă, A. P r o c a, D. I o a n e, L. P o d o l e a n u. Contribuții gravimetrice la descifrarea structurii geologice Zebrac-Mermezeu din munții Călimani. Comunic. al IX-lea Simpozion de geofizică aplicată, 28—30 noiembrie, 1978.

Institutul Geologic al României

3.1.1. *Andezitul de Zebrac-Mermezeu.* Această denumire colectivă înglobează diferite varietăți mineralogice ale andezitului ce constituie petrofondul structurii eruptive complexe, și anume : andezit cu hornblendă verde și piroxeni, andezit cu piroxeni și hornblendă verde. Deși în prezent se dispune de numeroase date de observație nu numai de la suprafață, dar și din lucrări miniere sau foraje, nu se poate preciza caracterul mineralogic dominant de andezit amfibolo-piroxenic sau piroxeno-amfibolic al andezitului de Zebrac-Mermezeu.

Variației de compoziție mineralogică i se asociază și o variație a structurii masei fundamentale, aceasta indicînd condiții diferite de cristalizare a magmei în spațiul lacolitului. Astfel, se separă andezite de Zebrac-Mermezeu cu : a) structura pilotaxitică a masei fundamentale, reprezentînd faciesul fin cu răspîndire locală ; b) structura masei fundamentale pilotaxitice de trecere spre cea microgranulară, reprezentînd faciesul intermediar cu răspîndire mai largă ; c) structura masei fundamentale holocristalin-microgranulară reprezentînd faciesul granular de trecere de la andezit la microdiorit porfiric ; acest facies este mai răspîndit în partea vestică a corpului, iar în est, local, în bazinul văii Mermezeu.

Andezitul de Zebrac-Mermezeu constituie apofizele pe care corpul eruptiv le trimite la vest și la nord în depozitele sedimentare învecinate. Forma de zăcămînt cu cea mai largă răspîndire în terenurile sedimentare din sectoarele valea Leurda-pîrîul Plopilor și pîrîul Căzăturii este aceea de sill (vezi pl.). În apropierea contactului cu sedimentarul, la valea Leurda și la Pîrîul Popii (forajul 3) au fost observate apofize cilindrice. Faptul că aceste ramificații ale corpului eruptiv nu străbat și alte vulcanite din regiune, delimitează în timp erupția andezitului de Zebrac-Mermezeu.

3.1.2. *Microdioritul porfiric.* Coroborarea datelor cartării geologice cu cele furnizate de foraje indică prezența pe suprafețe importante a microdioritului porfiric cu piroxeni și hornblendă verde, în partea vestică a corpului eruptiv Zebrac-Mermezeu. Microdioritul porfiric nu reprezintă un facies de adîncime al andezitului de Zebrac-Mermezeu, ci constituie o venire magmatică ulterioară punerii în loc a lacolitului. Dovezi concludente în acest sens au fost furnizate de studiul coloanei litologice a forajului 13 din valea Zebrac. În stadiul actual de cunoaștere se admite prezența în regiune a următoarelor corpuri de microdiorite porfirice : valea Zebrac (cercetat cu forajul 13 pe 650 m adîncime) ; pîrîul Bîtcii ; pîrîul Căzăturii-Pîrîul Popii (cel mai mare, cu o suprafață de aflorare de circa 1 km ^{2} cercetat cu foraje pe 400 m adîncime).

3.1.3. *Andezitul cu hornblendă + piroxeni și cuarț sporadic.* A fost identificat încă în 1960 de S. Peltz și Margareta Peltz[11] ca blocuri pe versantul drept al pîrîului Auriș și pe pîrîul Bîtcii. Coroborarea datelor din galeria valea Zebrac și forajul Dealul Ursului arată că aceste andezite constituie în perimetrul pîrîului Auriș-Dealul Ursului cîteva corpuri de tip cupolă sau spin, care străbat andezitul de Zebrac-

[11] Arh. IGG, București.

Institutul Geologic al României

Mermezeu, fără a fi dezvelite prin eroziune, în marea majoritate a cazurilor. Din punctul de vedere al compoziției mineralogice, andezitul în discuție este o varietate a andezitului de Zebrac-Mermezeu care se caracterizează prin apariția microlitelor de cuarț sporadic. Rocile aflîndu-se în stadii avansate de alterare, plagioclazii și melanocratele se deosebesc mai mult după contur. În schimb se conservă cuarțul sub forma microlitelor rotunjite, rareori lobate ; uneori se disting cristale cu dimensiuni mai mari, microfisurate.

3.1.4. *Brecii endogene cu liant tuffisitic.* Prezența breciilor andezitice în cadrul lacolitului Zebrac-Mermezeu a fost remarcată de S. Peltz și Margareta Peltz în 1960 [12] pe pîrîul Auriș, afluent al văii Zebrac (vezi pl.) și în zona Dealul Ursului (vezi pl.). Aceste roci nu au fost considerate piroclastite, deși sînt alcătuite din fragmente și liant, deoarece : a) prin poziția spațială străbat andezitul de Zebrac-Mermezeu ; b) matricea fragmentelor nu arată a fi un cinerit.

Lucrările miniere și forajele care au fost executate în ultimii ani în perimetrul pîrîul Auriș-Dealul Ursului au evidențiat prezența și larga extindere în adîncime a breciilor. Corelarea datelor de cunoaștere de la suprafață, galeria valea Zebrac, forajele de 400—650 m adîncime din pîrîul Auriș, Dealul Ursului, Pîrîul Ursului, valea Zebrac conduce la considerarea unor corpuri cilindrice de brecii în diferite sectoare ale părții de vest a corpului Zebrac-Mermezeu. Dintre acestea, mai bine cunoscute sînt corpurile pîrîul Auriș și Dealul Ursului care evidențiază indicații interesante pentru mineralizația auriferă.

Deși studiul breciilor întîmpină serioase dificultăți datorită alterației hidrotermale, s-a urmărit descifrarea texturii și a constituției lor, cu scopul de a se rezolva în mod satisfăcător problemele de nomenclatură și cele genetice. Trei elemente par să concure la opțiunea definitorie privind nomenclatura breciilor în discuție ; a) relațiile cu rocile înconjurătoare evidențiate de faptul că corpurile de brecii străbat andezitul de Zebrac-Mermezeu, microdioritul porfiric, andezitul cu cuarț ; b) forma (angulară și rotunjită) și natura fragmentelor (andezite, microdiorite, subordonat roci sedimentare) ; c) liantul, care în majoritatea situațiilor este un tuffisit.

Pe baza caracterelor de mai sus și în acord cu punctele de vedere susținute de Wright și Bowes (1963), Fischer (1960), Günther (1970), breciile din regiunea la care se referă prezenta lucrare se încadrează la grupa „breciilor vulcanice alloclastice".

Dacă originea brecifierii este clară, la fel și constituția breciilor, este dificilă opțiunea privind încadrarea breciilor în discuție la unul dintre tipurile de brecii alloclastice, precum sînt : „brecia de intruziune", care se formează prin intruderea magmei în rocile înconjurătoare, „brecia tuffisitică", reprezentînd brecia de intruziune cu matricea un tuf intruziv = tuffisit ; „brecia de explozie" care se formează prin explozia gazelor într-un spațiu limitat, situat în apropierea suprafeței ; „brecia

[12] Arh. IGG, București.

Institutul Geologic al României

intruzivă", formată prin fragmentarea rocilor şi mobilizarea lor de către magmă sau gaze cu sau fără matrice de natură eruptivă.

În stadiul actual de cunoaştere optăm pentru utilizarea denumirii de „brecie endogenă", înţelegînd prin aceasta o nomenclatură într-un sens mai larg a breciilor alloclastice, în acord cu Wright şi Bowes (1963). Pot fi denumite astfel breciile descrise de noi, deoarece s-au format în apropierea suprafeţei prin acţiunea explozivă a gazelor, ceea ce a condus la fragmentarea rocilor preexistente şi antrenarea rocilor sedimentare din fundament. Totodată, procesul exploziv a condus la formarea unor adevărate tufuri intruzive = tuffisite. În accepţiunea noastră, tuffizarea este un proces de intruziune a materialului vulcanic şi non-vulcanic sub acţiunea gazelor ce asigură transportul şi produc eroziunea materialului ; ca urmare, fenoclastele sînt rupte şi rotunjite, iar roca rezultată prezintă caracterele unui tuf. La un moment dat, acţiunea gazelor se opreşte, iar materialul fragmentat nu ajunge să fie ejectat. De aceea, tuffisitul rămîne un „tuf intruziv".

Reynolds (1950) a descris fluidizarea ca un proces ce cauzează brecifierea şi rularea fragmentelor sub acţiunea gazelor. Printr-o activitate extinsă şi puternică a fluidizării se formează tuffisitele.

Breciile endogene cu liant tuffisitic, prin natura lor genetică, au controlat într-o etapă subsecventă fluidizării, termodinamica soluţiilor metalizante, iar prin textura lor au favorizat acumularea mineralizaţiei. Iată de ce pentru structura eruptivă Zebrac-Mermezeu corpurile de brecii endogene şi contactul acestora cu alte vulcanite constituie elemente conducătoare în activitatea de cercetare cu lucrări miniere şi foraje pentru verificarea perspectivei metalogenetice.

Corpuri de brecii endogene de tipul celor descrise mai sus, unele cu indicaţii de mineralizare diseminată, au fost puse în evidenţă în ultimii ani de Peltz et al. în infrastructura ariilor crateriale Bătrîna (1973) [13] şi Seaca-Tătarca (1979) [14] din munţii Gurghiu.

Datele de care dispunem pînă în prezent cu privire la relaţiile spaţiale între corpurile de roci eruptive descrise mai sus, arată că structura Zebrac-Mermezeu are o alcătuire complexă, ca urmare a edificării în mai multe momente de activitate magmatică.

Iniţial a avut loc intruziunea andezitului de Zebrac-Mermezeu, în formaţiunile fundamentului prevulcanic. Considerăm că zona de înrădăcinare, orientată aproximativ NE-S, se situează în vestul regiunii pe traiectul văilor Zebrac, Căzătura, Popii. Intruderea magmei, de jos în sus, a fost aproximativ verticală şi în continuare cu extindere unilaterală estică, o lărgime de circa 3 km şi o grosime le circa 500 m. Lacolitul trimite numeroase ramificaţii de tip sill, dyke, apofiză în depozitele sedimentare învecinate.

Într-o etapă magmatică subsecventă s-au individualizat corpurile de microdiorite, probabil de preferinţă în zona de înrădăcinare care

[13; 14] Arh. IGG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

constituia zona de minimă rezistenţă cea mai favorabilă intruderii magmei. Faptul că în forajul din valea Zebrac microdioritul porfiric străbate andezitul de Zebrac, exclude posibilitatea de a-l considera însăşi rădăcina lacolitului.

A urmat erupţia andezitului cu cuarţ, diferenţiatul mai acid al magmei parentale a andezitului de Zebrac-Mermezeu, cu formarea unor cupole, forme de zăcămînt caracteristice intruziunilor de magmă mai acidă.

Momentul final de activitate magmatică în spaţiul lacolitului a fost marcat de exploziile ratate, formîndu-se corpuri cilindrice de brecii endogene. Elementele constitutive ale acestora sînt toate rocile preexistente exploziei : andezite de Zebrac-Mermezeu, microdiorite porfirice, andezite cu cuarţ, roci sedimentare ale fundamentului.

Succesiunea evenimentelor magmatice a fost controlată de regimul tectonic local şi regional. Unele fracturi au fost cartate în formaţiunile sedimentare şi eruptive sau au fost observate în galeria valea Zebrac. Probabil acestea sînt mai numeroase decît au fost figurate în planşă şi lucrările ce se vor executa în viitor vor aduce date noi. Privită la scară regională, intensa tectonizare a corpului eruptiv Zebrac-Mermezeu se explică prin poziţia sa în cadrul aliniamentului tectono-magmatic major Caldera Căliman — Caldera Fîncel-Lăpuşna (Peltz şi Peltz, 1969, fig. 2). Faliile cu direcţii NE-SV, N 36° E-N 45° E, N 60° E-N 70° cuprinse în aliniamentul major, împreună cu cele orientate NV-SE pe care se plasează unele centre de erupţie din sectoare învecinate (fig. 2), au condiţionat evoluţia magmatismului şi a metalogenezei asociate în regiunea Zebrac-Mermezeu.

3.2. *Complexul piroclastitelor de Bîtca*

Acest complex de roci piroclastice cuprinde primele produse ale vulcanismului andezitic exploziv, manifestat în sud-estul munţilor Călimani (Peltz, 1969). Produsele care se cuprind în partea bazală a complexului aflorează în bazinul superior al văii Călimănel, la est de perimetrul la care se referă prezenta lucrare (fig. 1).

Ca urmare a executării forajului din Pîrîul Popii (vezi pl.) au fost obţinute indicaţii certe privind prezenţa piroclastitelor din complexul Bîtca şi la vest de pîrîul Călimănel. Este foarte probabil ca aceste piroclastite să fie destul de extinse în regiune, cel puţin în extremitatea nordică, situîndu-se sub piroclastitele de Ilişoara. Forajul Pîrîul Popii a străbătut piroclastite ale complexului Bîtca între adîncimile 39,4—62 metri. Litotipul reprezentativ îl constituie breciile piroclastice mixte. Se mai întîlnesc : tufuri grosiere, tufuri mixte, tufite, iar la limita cu microconglomeratele miocene sînt prezente microconglomerate tufacee.

Piroclastitele de Bîtca interceptate de forajul 3 sînt neomogene în ceea ce priveşte constituţia petrografică. Se remarcă fragmente de andezit : cu piroxeni, cu hornblendă, leucoandezit. Deşi conţin fragmente de andezit cu piroxeni, aceste piroclastite se deosebesc de piroclastitele

Institutul Geologic al României

de Ilişoara, care cuprind fragmente de andezit piroxenic şi de andezit bazaltic. Liantul cineritic este dezvoltat, cenuşiu-verzui, cu textura şi granulometria similare piroclastitelor din pîrîul Călimănel.

3.3. *Andezite de Tăuleţ cu hornblendă verde*

Aceste andezite ocupă o mică suprafaţă în zona dealul Tăuleţ (vezi pl.). Ele prezintă extindere spre sud în afara regiunii unde se situează şi centrul de erupţie (fig. 2). Andezitul de Tăuleţ se caracterizează

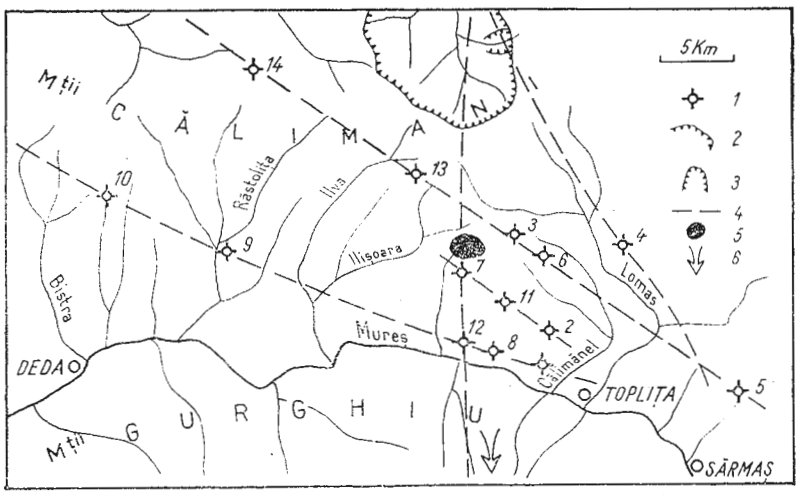


Fig. 2. — Poziţia structurii eruptive complexe Zebrac-Mermezeu faţă de caldera Căliman, principalele centre de erupţie şi aliniamente tectono-vulcanice din sudul munţilor Călimani (după Peltz şi Peltz, 1969).

1, centre de erupţie ; 1, Băieşul ; 2, Tarniţa ; 3, Bîtca ; 4, Hurdugaş ; 5, Bîrlogul ; 6, Frăsineşti ; 7, Tăuleţ ; 8, Onăşel ; 9, Piatra Mare ; 10, Scaunul ; 11, Preluca ; 12, Leul ; 13, Drăguş ; 14, Bistricior.
2, caldera Căliman ; 3, craterul Căliman-Izvor ; 4, aliniament tectono-vulcanic ; 5, structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu ; 6, direcţia aliniamentului tectono-vulcanic de la caldera Căliman spre caldera Fîncel-Lăpuşna.

Position de la structure éruptive complexe Zebrac-Mermezeu par rapport à la caldère Căliman, principaux centres d'éruptions et alignements tectono-volcaniques du Sud des Monts Călimani (d'après Peltz et Peltz. 1969).

1, centres d'éruptions : 1, Băieşul ; 2, Tarniţa ; 3, Bîtca ; 4, Hurdugaş ; 5, Bîrlogul ; 6, Frăsineşti ; 7, Tăuleţ ; 8, Onăşel ; 9, Piatra Mare : 10, Scaunul ; 11, Preluca ; 12, Leul ; 13, Drăguş ; 14, Bistricior.
2, caldère Căliman : 3, cratère Căliman-Izvor ; 4, alignement tectono-volcanique ; 5, structure éruptive complexe Zebrac-Mermezeu ; 6, direction de l'alignement tectono-volcanique de la caldère Căliman vers la caldère Fîncel-Lăpuşna.

Institutul Geologic al României

printr-o compoziție modală simplă cu plagioclaz (31,5%), hornblendă verde (11%), piroxeni (sporadic). Se delimitează bine de andezitele de Zebrac-Mermezeu prin aceea că nu prezintă hidrotermalizări.

3.4. *Andezite de Bîtca cu hornblendă verde și piroclastitele lor*

Pe culmea dintre pîrîul Bîtcii și valea Mermezeu se localizează o curgere de andezit cu hornblendă verde care acoperă andezitul de Zebrac-Mermezeu, precum și andezitul de Tăuleț. Resturi din această curgere au fost observate și pe culmea dintre pîrîul Păltiniș și pîrîul Bîtcii, unde acoperă depozitele sedimentare miocene și andezitele de Zebrac (vezi pl.).

În pîrîul Bîtcii se remarcă blocuri și fragmente de piroclastite cu elemente de andezit tip Bîtca. Piroclastitele și lavele provin din aparatul vulcanic Bîtca ; pentru aceasta pledează unele poziții ale direcției de curgere a lavelor.

La compoziția modală participă : plagioclaz 32,16%, hornblendă 7,9%, piroxeni 1,20%, minerale opace 0,98%, masă fundamentală 55,75%.

3.5. *Piroclastite de Ilișoara*

Complexul piroclastitelor de Ilișoara, constituit din brecii piroclastice și tufuri cu elemente de andezit piroxenic și subordonat de andezit bazaltic, acoperă corpul Zebrac-Mermezeu și depozitele sedimentare în sectoarele Leurda, Căzătura, Păltiniș, din extremitatea vestică și nordică a regiunii (vezi pl.).

Piroclastite de Ilișoara cu intercalații subțiri de lave andezitice (andezite cu piroxeni) au fost străbătute de forajul Pîrîul Popii, pe primii 27,25 m. Se recunosc în coloana litologică a forajului, brecii și microbrecii piroclastice cu fragmente de andezit piroxenic ; liantul este compact, cenușiu sau cenușiu-verzui. Se remarcă participarea subordonată a fragmentelor de leucoandezit și andezit cu hornblendă + piroxeni. Intercalațiile de andezit piroxenic cu forme de trecere spre andezitul bazaltoid au fost observate la următoarele intervale de adîncime : 15,50—16,20 m, 17,70—19,50 m, 27—27,25 m. Este prezentă și o intercalație de andezit cu hornblendă opacitizată și piroxeni între 12,40—14 m.

Piroclastitele complexului Ilișoara ocupă mari suprafețe din teritoriul vulcanic situat la vest de valea Zebrac (fig. 1) în bazinul văilor Ilișoara și Ilva (Peltz, 1969). Lavele de andezit bazaltic care se intercalează la diferite nivele în formațiunea piroclastică sînt mai numeroase în regiunea Ilva-Unguraș. O determinare de vîrstă absolută asupra lavei care aflorează la confluența văii Ilva cu Mureșul (fig. 1) a indicat 7,37 ± 0,66 M A (Rădulescu, 1973 a).

4. Evoluția vulcanismului

Ansamblul formațiunilor eruptive care constituie edificiul vulcanic al sud-estului munților Călimani aparține compartimentului structural

Institutul Geologic al României

inferior al ariei vulcanice Călimani-Gurghiu-Harghita. Acest edificiu în care se cuprinde şi regiunea Zebrac-Mermezeu a rezultat în urma derulării vulcanismului andezitic şi andezito-bazaltic într-un interval de timp corespunzător Pannonianului D/E-Ponţianului (P e l t z, 1969; R ă d u l e s c u et al., 1973 a şi b).

TABEL

Succesiunea produselor vulcanismului neogen în aria Zebrac-Mermezeu. Munţii Călimani de sud

Vulcanitele compartimentului inferior Etapa I — Pannonian-Ponţian	*Produsele activităţii vulcanice*	
	cu centrul în regiunea Zebrac-Mermezeu	cu centrul în sectoare învecinate (la est şi vest)
		Andezite de Bîtca-Cicuţa, cu piroxeni. Complexul piroclastitelor de Ilişoara cu lave de andezit bazaltic (7,37 + 0,66 MA, după R ă d u l e s c u, 1973). Andezite şi piroclastite de Bîtca, cu hornblendă verde.
	Andezite de Tăuleţ, cu hornblendă verde. Brecii endogene. Andezite cu cuarţ sporadic. Microdiorite profirice. Andezite de Zebrac-Mermezeu, cu piroxeni şi hornblendă.	Complexul piroclastitelor de Bîtca cu lave de andezit amfibolic.
Fundament prevulcanic Miocen-Pannonian (?) : strate de Zebrac (alternanţă de marne şi gresii), marne, gresii fine, conglomerate şi microconglomerate.		

În sud-estul munţilor Călimani activitatea eruptivă andezitică a început cu puternicele explozii ale vulcanului Bîtca (fig. 2, tabel), produsele sale acoperind şi nordul regiunii Zebrac-Mermezeu. Probabil în aceeaşi perioadă de timp s-a produs intruziunea lacolitică Zebrac-Mermezeu. În momente subsecvente de activitate magmatică, în spaţiul lacolitului s-a produs intruziunea microdioritelor porfirice, erupţia andezitelor cu cuarţ, explozia ratată care a generat breciile endogene cu liant tuffisitic.

În regiunea Călimănel, situată la est, continua activitatea preponderent explozivă a vulcanului Bîtca şi care a condus la formarea complexului piroclastitelor de Bîtca.

Urmează activitatea mixtă, preponderent efuzivă a vulcanului Tăuleţ, iar mai la sud activitatea efuzivă a vulcanilor Leul şi Băieşul; intruziuni de tip dom au avut loc la Făgeţel şi Bezma (P e l t z, 1969). După o perioadă de calm vulcanic, chimismul erupţiilor se schimbă succesiv la andezite cu hornblendă + piroxeni şi la andezite piroxenice.

Institutul Geologic al României

Reintră în activitate şi vulcanul Bîtca, piroclastitele şi lavele emise acoperind regiunea bazinului superior al văilor Zebrac-Mermezeu.

În timp ce în regiunea Călimănel se derulau ultimele secvenţe cu caracter efuziv ale vulcanilor Bîtca şi Cicuţa, în sectorul occidental al sudului munţilor Călimani era în plină desfăşurare activitatea preponderent explozivă a vulcanilor din regiunea văii Ilva, acumulîndu-se formaţiunea piroclastitelor de Ilişoara. O parte dintre produsele acestei formaţiuni, piroclastite şi cu totul subordonat lave, acoperă şi teritoriul Zebrac-Mermezeu. Vulcanismul andezitic şi andezito-bazaltic din regiunile Bîtca-Cicuţa şi Ilva-Ilişoara marchează momente finale de activitate eruptivă ale primei etape din desfăşurarea vulcanismului în aria Călimani-Gurghiu-Harghita.

BIBLIOGRAFIE

Fisher R. V. (1960) Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, V 71 p. 973, 982, Boulder, Colorado.

Günther D. (1972) Proposition d'une classification de matériaux volcanoclastiques. *Der Karinthin* no. 67 p. 299—331, Tübingen.

Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părţii de sud-est a munţilor Călimani. *St. tehn. econ. I 4*, p. 206 Bucureşti.

— Peltz Margareta (1969) Forms of manifestations of young volcanism in the South of the Călimani Mts. *Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série de géol.*, 13, 2, p. 175—182, Bucureşti.

Rădulescu D. P. (1973 a) Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4, Bucureşti.

— Peltz S., Popescu A. (1978 b) Lower compartment of the structure of the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains : the volcano-sedimentary formation. *An. Inst. geol.* XLI, p. 15—26, Bucureşti.

Reynolds D. L. (1950) Fluidization as a Geological Process and its Bearing on the Problem of intrusive Granites. *American Journ. Sc.*, p. 252, 577, 613.

Teruggi M. E., Mazzoni M. M., Spalletti L. A., Andreis R. R. (1975) Propuesta de sistematizacion de las rocas piroclasticas. Contr. 43 I.U.G.S. Comisia pentru nomenclatura rocilor vulcanice şi piroclastice Berna.

Török Z. (1942) Földtani vizsgálatok a Kelemen havasok eruptivuma keletiés nyugati szegélyén és a Maros szorosban. *Különlenyomat a.m. Kir. Földtani Int. Beszámoló*. Budapesta.

— (1956) Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe. *Acad. RPR. Filiala Cluj, Stud. cerc. şt.*, VII, Cluj.

Treiber I. (1954) Studiul petrografic al formaţiunii subvulcanice din regiunea Zebracului (munţii Călimani). *Acad. RPR, Filiala Cluj, Stud. cerc. şt.* 1—2, V, Cluj.

Wright A. E., Bowes D. R. (1963) Classification of volcanic breccias A discussion. *Geoal. Soc. of Am. Bull.*, v. 74, p. 79—86, Boulder, Colorado.

Institutul Geologic al României

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE ZEBRAC-MERMEZEU (STÎNCENI, MONTS CĂLIMANI DU SUD)

(Résumé)

Sur le cours supérieur des vallées du Zebrac et Mermezeu, dans le rayon de la localité Stînceni (fig. 1), district Mureș, se trouve le corps éruptif le plus grand qui occure au Sud des monts Călimani. Il est l'un des plus grands connus jusqu'à présent dans l'aire volcanique Călimani-Gurghiu-Harghita, comparable seulement avec certains corps éruptifs de la zone sous-volcanique des Carpathes Orientales. A cause des indications de minéralisation hydrothermale s'associant à ce corps, les dernières années la région Zebrac-Mermezeu a fait l'objet des recherches complexes. Ainsi, les études géologiques corroborées avec le programme de travaux miniers et de forages ont apporté de nouvelles contributions à la connaissance de la structure géologique et de l'évolution du magmatisme.

La région du bassin supérieur des vallées du Zebrac et Mermezeu est constituée de dépôts sédimentaires et de roches éruptives andésito-dioritiques. Les dépôts sédimentaires affleurement dans la partie occidentale de la région (pl.) et ont été interceptés par quelques forages ; ils constituent trois types différents. Les depôts d'âge oligocène ont été rencontrés seulement en forages et sont représentés par des marnes gri-brun et grès gris, fins, calcaires, à structure laminaire obliques. Dans le bassin supérieur de la vallée du Zebrac affleurent des dépôts d'âge aquitanien-burdigalien, représentés par des marnes calcaires et grès micacés calcaires, et d'âge miocène supérieur, constitués de marnes fines micacées, grès fins micacés, conglomérats et microconglomérats.

Les dépôts sédimentaires, ainsi que les roches éruptives, sont affectés par des failles s'alignant sur deux directions principales : N 36° E-N 45° et N 60° E-N 70° ; les pendages approchent la verticale.

Les failles se sont formées à différents moments de l'activité volcanique et ont été reprises dans une phase très récente de l'activité tectonique, probablement le Pliocène terminal.

L'aire éruptive occupe la plus grande partie du territoire Zebrac-Mermezeu (pl.) et est constituée d'andésites, microdiorites porphyriques, volcanoclastites andésitiques. Celles-ci proviennent des centres éruptifs situés soit dans la région du bassin supérieur des vallées Zebrac-Mermezeu, soit dans les secteurs voisins.

Les roches éruptives constituant la structure complexe Zebrac-Mermezeu sont : andésites à hornblende verte et pyroxènes de Zebrac-Mermezeu, microdiorites porphyriques à pyroxènes et hornblende, andésites à hornblende verte ± pyroxènes et quartz sporadiqué, brèches endogènes à liant tuffisitique. Dans l'étude on discute la nomenclature des brèches dans le cadre large du groupe des brèches allochtones ; on définit en même temps leur genèse et le caractère tuffisitique du liant.

Les brèches endogènes à liant tuffisitique, par leur nature génétique, ont contrôlé la thermodynamique des solutions métallisantes, dont la texture a favorisé l'accumulation de la minéralisation. C'est pourquoi les corps de brèches endogènes et leur contact avec d'autres volcanites constituent, pour la structure

Institutul Geologic al României

Zebrac-Mermezeu, les éléments déterminants dans l'activité de recherches par travaux miniers et forages pour la vérification de la perspective métallogénique.

Les relations spatiales entre les corps de roches éruptives montrent que la structure Zebrac-Mermezeu a une constitution complexe, par suite de son édification à plusieurs moments de l'activité magmatique. Tout d'abord a eu lieu l'intrusion de l'andésite de Zebrac-Mermezeu dans les formations du soubassement pré-volcanique. Un laccolite s'est formé, d'extension unilatérale vers l'Est, avec une largeur d'environ 3 km et une épaisseur d'environ 500 m. Le laccolite présente de nombreuses ramifications de type dyke, apophyse dans les dépôts sédimentaires (pl.). Dans une étape sous-séquente se sont individualisés les corps de microdiorites. Suivirent l'éruption de l'andésite à quartz et la formation des coupoles. Le moment final de l'activité magmatique dans l'espace du lacolithe a été marqué par les explosions ratées, se formant les corps de brèches endogènes.

La succession des événements magmatiques a été contrôlée par le régime tectonique local (pl.) et régional (fig. 2) ; ce dernier a été gouverné par l'alignement tectono-magmatique majeur, la caldère Călimani-caldère Fîncel-Lăpuşna.

Les roches éruptives constituant le corps Zebrac-Mermezeu sont couvertes par les produits de l'activité volcanique déroulée ultérieurement, surtout dans les secteurs avoisinés (tab.), selon ce qui suit : andésites de Tăuleţ à hornblende verte, andésites et pyroclastites de Bîtca à hornblende verte ; pyroclastites d'Ilişoara à laves d'andésite basaltique (7,37 ± 0,66 M. A., d'après Rădulescu, 1973) ; andésites de Bîtca-Cicuţa à pyroxènes. Le volcanisme andésitique et andésito-basaltique des régions de Bîtca-Cicuţa et Ilva-Ilişoara marque les derniers moments de l'activité éruptive de la première étape de déroulement du volcanisme dans l'aire Călimani-Gurghiu-Harghita. L'ensemble des formations éruptives constituant l'édifice volcanique du Sud-Est des monts Călimani appartient au compartiment structural inférieur de l'aire volcanique Călimani-Gurghiu-Harghita. Cet édifice, qui comprend également la région Zebrac-Mermezeu, a résulté du déroulement du volcanisme dans un intervalle de temps correspondant au Pannonien D/E -Pontien (Peltz, 1968 ; Rădulescu, 1973 ; Rădulescu et al, 1973).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du haut-bassin des vallées Zebrac-Mermezeu. Stînceni-Monts Călimani.

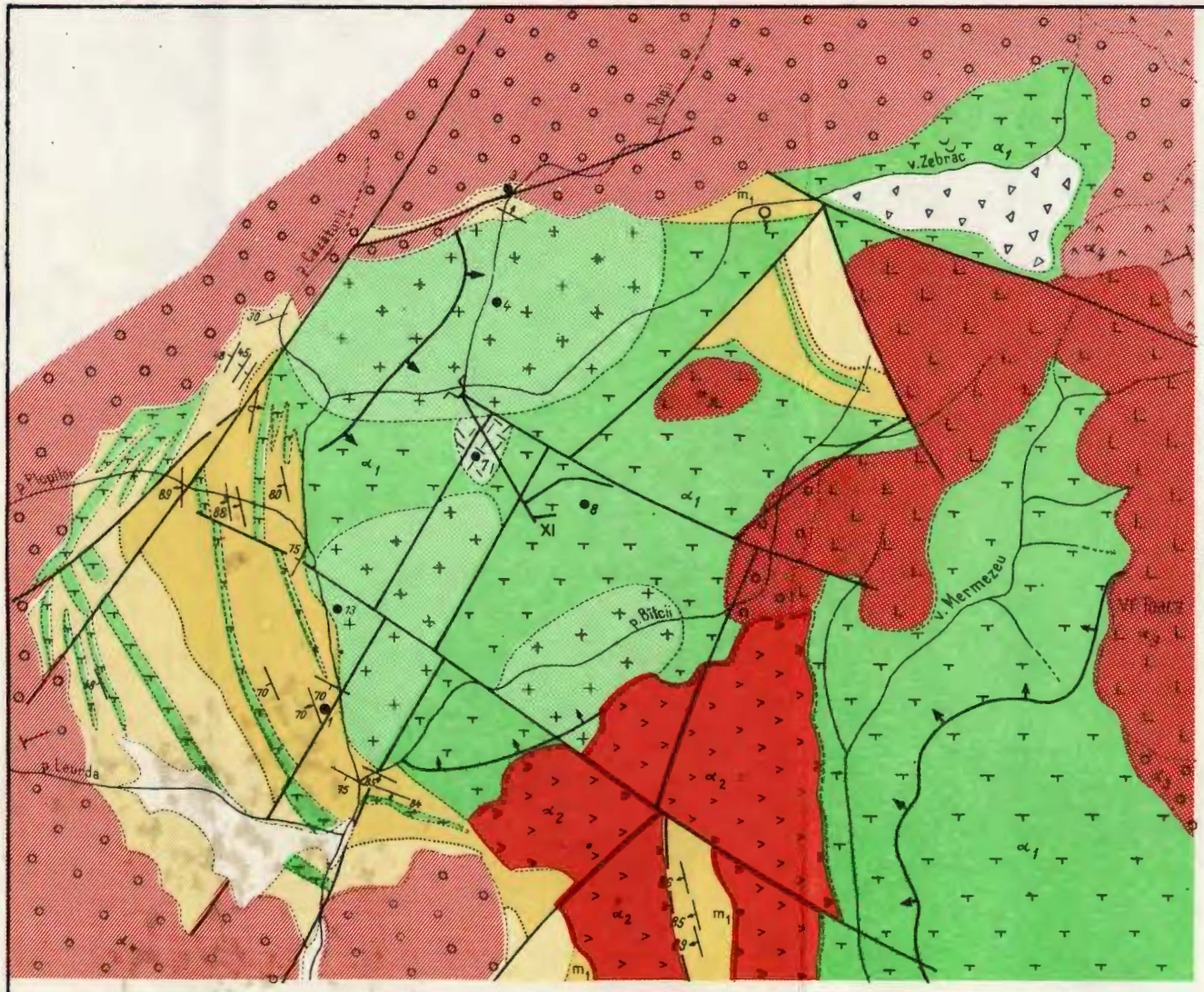
1 a, alluvions ; b, éboulements ; c, éboulis ; 2 a, andésite pyroxénique de Bîtca ; b, pyroclastites de Ilişoara ; 3 a, andésite à hornblende de Bîtca ; b, pyroclastites ; 4, andésite à hornblende + pyroxènes ; 5, brèches endogènes ; 6, andesite à hornblende + pyroxènes et quartz sporadique ; 7, microdiorite porpyrique ; 8, andésite à hornblende + pyroxènes de Zebrac ; 9, Pannonien-Miocène supérieur : marnes gris clair, grès grossiers et microconglomérats ; 10, Miocène inférieur ; flysch distal schisto-gréseux — couche de Zebrac ; 11, Oligocène ; 12, source carbo-gazeuse ; 13, position de couche ; 14, limite de discontinuité ; 15, faille verticale ; 16, direction de la section géologique ; 17, auréole hydrothermale ; 18, galerie XI ; 19, forage exécuté.

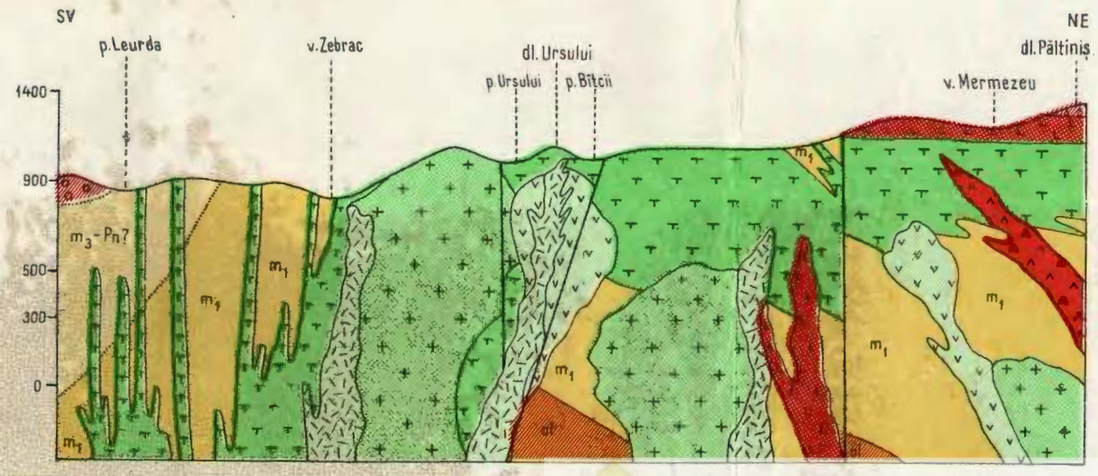
Institutul Geologic al României

S. PELTZ - M. ȘTEFĂNESCU

HARTA GEOLOGICĂ
A BAZINULUI SUPERIOR AL VĂILOR ZEBRAC - MERMEZEU STÎNCENI - MUNȚII CĂLIMANI

0 250 500 m





LEGENDA

1	a b c	a. Aluviuni, b. pornituri, c. grohotișuri
2	a b	a. Andezit piroxenic de Bîtca b. Piroclastite de Ilișoara
3	a b	a. Andezit cu hornblendă de Bîtca b. Piroclastite
4		Andezit cu hornblendă + piroxeni
5		Brecii endogene
6		Andezit cu hornblendă + piroxeni și cuarț sporadic
7		Microdiorit porfiric
8		Andezit cu hornblendă + piroxeni de Zebrac
PANNONIAN MIOCEN SUP.	9	Marne cenușiu - deschis, gresii grosiere și microconglomerate
MIOCEN INF.	10	Fliș distal șistos grezos - strate de Zebrac
OLIGOCEN	11	Șisturi cafenii (întîlnite numai în foraj)
	12	Izvor carbogazos
	13	Poziție de strat
	14	Limită de discontinuitate
	15	Falie verticală
	16	Direcția secțiuniii geologice
	17	Aureolă hidrotermală
	18	Galeria XI
	19	Foraj executat

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. LXVII/5

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 91—101

NOUVELLES DONNÉES SUR LES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES DE LA RÉGION DE TARNIŢA-OSTRA (CARPATHES ORIENTALES) [1]

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU [2]

Mesozoic. Lithostratigraphy. Tectonics. Complex synclinorium. Lambeau de rabotage. Overthrust. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Rarău-Giumalău Mountains.

Abstract

New Data on the Mesozoic Formations in the Tarniţa-Ostra Region (East Carpathians). The Mesozoic formations between the Gemenea Valley and the Greben Pass belong to a frontal scale (Tarniţa digitation) of the Bucovinian Nappe. Lower and Middle Triasic, Middle and Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks are developed. Tithonian-Neocomian flysch-like formations are also known. Tithonian-Neocomian marls (with polymictic breccia) belonging to a sub-Bucovinian „lambeau de rabotage" were discovered.

Des recherches entreprises des l'année 1975 nous ont permis d'apporter de nouveaux détails sur la constitution des formations mésozoïques qu'on suit depuis la vallée Gemenea vers le Sud par les monts Tarniţa et Aluniş jusqu'au col de Greben, ainsi que sur les dépôts coincés sous forme de lambeaux de rabotage entre le front de la zone cristallino-mésozoïque et la zone du flysch, traversés par les principaux affluents de gauche du ruisseau Ostra, au Sud de la vallée Gemenea.

Les travaux portant sur la géologie de l'aire en question ne sont pas très nombreux. Kräutner (1933) est le premier à publier une carte géologique de cette région, sur laquelle il distingue — au-dessus des formations cristallines — des dépôts du Trias inférieur et moyen, des formations jurassiques (à jaspes) et aptiennes. Le contact entre la zone cristallino-mésozoïque et les couches de Sinaïa est figuré par Kräutner, par endroits, de nature tectonique.

[1] Reçu le 24 Avril 1979, accepté pour publication le 26 Avril 1979, communiqué le 27 Avril 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

Beaucoup plus tard, les recherches dans cette zone ont été reprises. Tănăsescu, Pitulea, Băncilă (1964), ensuite Pitulea (1965) ont étudié en détail surtout les schistes cristallins. Dans les formations sédimentaires, ils ont séparé des dépôts d'âge Trias inférieur et moyen, auxquels ils ont attaché les jaspes (Ladinien), surmontés par des dépôts détritiques aptiens. Les auteurs considèrent le contact entre la zone cristallino-mésozoïque et la zone du flysch de nature tectonique et sont les premiers qui ont mis en évidence la fenêtre du ruisseau Greben. Mutihac (1965, 1968) a signalé la présence des dépôts médio-jurassiques fossilifères à Măgura Oblînc et dans le sommet Tarnița, qu'il mettait en parallèle avec la brèche de Tătarca. Il attribuait les jaspes au Callovien et à l'Oxfordien. Récemment, les formations cristallines ont été examinées par Vodă et al. (1976) [3], Hann (1975) [4], Kräutner et Mărunțiu (1978) [4]. Remarquons que tous ceux qui ont étudié la zone du flysch dans le bassin de l'Ostra (Cernea, 1952 ; Băncilă, Agheorghiesei, 1962 ; Alexandrescu, 1972) ont figuré à l'extérieur de la limite orientale de la zone cristallino-mésozoïque exclusivement des couches de Sinaia.

Stratigraphie

Les dépôts sédimentaires les plus anciens, qui reposent sur les schistes cristallins, semblent être des brèches du type des brèches de Hăghimaș. Sur la rive droite du ruisseau Gemenea, en amont des affleurements de dolomies triasiques, ainsi que vers les sources du ruisseau Scăldători nous avons rencontré des brèches constituées d'éléments anguleux de schistes cristallins, près desquels on observe parfois du quartz roulé aussi. Nous les attribuons aux brèches de Hăghimaș, en les considérant d'âge Carbonifère supérieur.

Trias. La majeure partie des depôts triasiques sont représentés par les dolomies anisiennes. Elles affleurent en plusieurs bandes allongées Nord-Sud, selon la structure. Souvent, mais pas partout, entre dolomies et schistes cristallins s'interposent des grès et conglomérats quartzitiques, oligomictiques, d'âge Trias inférieur. Les dolomies massives sont du type des dolomicrites ; bien souvent à celles-ci s'associent des brèches dolomitiques (à matrice altérée, parfois rouge), dans lesquelles les éléments constituants, ainsi que la matrice sont du même type.

Sur le versant oriental du mont Bîtca Oblînc, à la base des dolomies massives, nous avons rencontré sur une surface assez restreinte des calcarénites cendrées, riches en fragments de Crinoïdes. Elles rappellent des roches semblables, riches en fragments de Crinoïdes, que nous avons trouvées à l'extrémité nord du synclinal Hăghimaș (Săndulescu 1972, 1975) dans la même position stratigraphique.

[3] Arch. IGPSMS, București.

[4] Arch. IGG, București.

Institutul Geologic al României

Le développement discontînu des grès et conglomérats werféniens, ainsi que la position des dolomies massives, directement sur les schistes cristallins, plaident pour l'existence de la lacune généralement étendue dans la zone cristallino-mésozoïque mise en liaison avec la „phase" monténégrinne (S ă n d u l e s c u, 1972, 1975).

Toujours en liaison avec les dépôts de la base du Trias il faut mentionner aussi qu'en quelques points (le col de Greben, le versant occidental du mont Tarnița) nous avons observé aussi des siltes schisteux rouge griotte, associés aux grès quartzitiques werféniens.

Sur les dolomies médiotriasiques reposent — dans la partie nord du mont Aluniș et aux sources du ruisseau du même nom — des calcaires massifs blancs ou blanc jaunâtre, qui arrivent quelquefois à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ils sont du type des sparites ou des microsparites et nous y avons pu déterminer en sections minces seulement des restes d'Ostracodes et Globochaete. Ils ont une constitution et une position semblables à celles décrites au-dessus des dolomies massives du synclinal Hăghimaș (S ă n d u l e s c u, 1969, 1975) attribuées au Ladinien ou Anisien terminal.

Il est difficile d'estimer si entre dolomies massives et calcaires il y a ou non une lacune. Nous n'écartons pas totalement une pareille possibilité, pour des raisons régionales et conformément aux observations qu'on puisse faire à la limite entre les deux types de dépôts, ouverts sur le chemin qui monte de Clifele vers le mont Aluniș.

Jurassique moyen. Les dépôts attribués au Jurassique reposent en discordance sur les dolomies massives médiotriasiques ou sur les calcaires triasiques, lorsque ceux-ci ont été épargnés par l'érosion post-triasique. Les dépôts médiojurassiques sont constitués de calcaires gréseux ou calcarénites, généralement de couleur claire, blanchâtres, cendrées ou jaunâtres. La matrice de ces roches est de type sparite ou microsparite, les intraclastes étant représentées par des fragments de quartz, souvent anguleux, ou de calcaires micritiques. Plus rares sont les intraclastes de dolomies. Les variétés plus gréseuses arrivent jusqu'aux dimensions des microconglomérats, spécialement au point de vue des dimensions des fragments de quartz.

M u t i h a c (1965, 1968) cite de ces roches *Entolium demissum, Entolium* cf. *renevieri* et *Camptonectens lens,* formes plaidant pour leur âge Jurassique moyen.

Sous l'aspect de leur constitution pétrographique, les calcaires et les calcarénites médiojurassiques de l'aire Tarnița-Greben ne trouvent pas un équivalent dans la succession connue dans le synclinal de Rarău. Elles sont plus proches de quelques roches, du même âge, du synclinal de Hăghimaș.

Le caractère discordant des dépôts médiojurassiques peut être clairement observé en quelques points sur la crête du mont Aluniș. Ici sont bien ouvertes des zones dans lesquelles, à la limite inférieure des calcarénites du Jurassique moyen, on peut voir très clairement des canaux sculptés en dolomies, remplis par des brèches faites de calcaires et cal-

Institutul Geologic al României

carénites médiojurassiques recimentées, avec une matrice de la même nature pétrographique.

Callovien-Oxfordien. Sur les formations médiojurassiques se dispose un paquet d'épaisseur variable, arrivant par endroits jusqu'à plusieurs dizaines de mètres, constitué de radiolarites rouges, grises, noirâtres ou blanc jaunâtre, admettant d'intercalations de siltes de la même couleur. A quelques endroits (la route Holda-Ostra, le premier affluent gauche du ruisseau Aluniș) à la base du paquet de radiolarites, on distingue un niveau mince (30—200 cm) de grès quartzitiques ou de brèches quartzitiques (à fragments anguleux de quartz soudés par une matrice limonitique).

Les radiolarites se disposent également sur des termes plus anciens que les dépôts médiojurassiques, à savoir sur les calcaires et les dolomies triasiques, dans la partie orientale et méridionale du mont Aluniș. Ce fait nous autorise à prendre en considération la possibilité de l'existence, à la base des radiolarites aussi, d'une lacune stratigraphique.

Une situation particulière est observable sur la coupe ouverte par la vallée Aluniș : les dolomies médiotriasiques sont surmontées par des radiolarites et siltes rouges, suivent encore des dolomies (25 cm), au-dessus de celles-ci des calcarénites et calcaires médiojurassiques et, de nouveau, radiolarites noires et rouges. Il y a deux possibilités d'interpréter ces données : admettre l'existence de deux niveaux de radiolarites ou interpréter tectoniquement la répétition des deux niveaux à radiolarites. Dans la deuxième hypothèse, ce qui peut étonner c'est le fait que les deux successions qui semblent être en contact tectonique ne sont pas équivalentes, dans le sens que dans l'écaille inférieure (en aval) manquent les calcaires médiojurassiques.

L'âge callovien-oxfordien que nous attribuons aux radiolarites de la région en discussion est étayé seulement par des critères géométriques, tenant compte de la présence des calcaires médiojurassiques dans leur lit. Certainement, ce fait ne résout pas le problème beaucoup plus difficile de l'âge des radiolarites dans l'ensemble de la zone cristallino-mésozoïque, dans laquelle — on le sait — on trouve des silicolites à plusieurs niveaux dans la succession des formations mésozoïques (Săndulescu, 1975).

Tithonique (?)-*Néocomien.* Des formations qu'on peut attribuer à cet intervalle stratigraphique affleurent dans deux zones différentes: dans la lanière de dépôts mésozoïques Gemenea-Greben et dans le lambeau de rabotage Muncelu-Botușan.

Depuis le mont Tarnița, au Nord et jusqu'au col de Greben, au Sud, en discordance sur des formations triasiques, jurassiques et même sur des schistes cristallins, se dispose une série détritique à caractères rythmiques rappelant souvent ceux du flysch. Bien ouvertes sur le ruisseau Clifele et sur les versants orientaux du mont du même nom, nous séparons ces roches sous le nom de couches de Clifele. A la constitution de ces roches participent des grès polymictiques, à matrice calcaire et altération à dominance rouilleuse, moyennement jusqu'à grossièrement

Institutul Geologic al României

grenus, moins souvent finement grenus. A différents niveaux s'y associent des brèches polymictiques. Les grès alternent souvent avec des siltes ou argiles cendrées, les rythmes binaires ainsi formés rappelant des séquences du flysch. Mais le caractère rythmique n'est pas saisissable sur toute l'épaisseur des couches de Clifele.

A la constitution des grès et brèches polymictiques prennent part des fragments de schistes cristallins, dolomies, quartz et rarement calcaires. Sont prédominants les fragments de schistes cristallins et dolomies. Les couches de grès sont épaisses de 5—30 cm, moins souvent à stratification massive.

L'âge des couches de Clifele est difficile à préciser, en raison de l'absence des débris fossiles. Auparavant ces dépôts ont été attribués à l'Aptien et comparés avec le Wildflysch du synclinal de Rarău. Il faut préciser tout d'abord qu'il n'y a aucune ressemblance entre ces deux formations ; le caractère prédominant gréseux et la rythmicité plus ou moins évidente, mais souvent claire des couches de Clifele, excluent tel parallèle. Par leur position géométrique elles approchent les couches de Pojorîta, dont elles diffèrent cependant par leur nature pétrographique. De ce dernier point de vue, les couches de Clifele ressemblent aux formations détritiques du lambeau de rabotage Lefele, du bassin supérieur de la vallée de la Moldova (S ă n d u l e s c u, 1973), ces dernières étant attribuées au Néocomien. Les grès grossiers et les brèches des couches de Clifele rappellent également les brèches et les grès du lambeau de rabotage Muncelu-Botușan, dont l'âge néocomien et éventuellement tithonique est prouvé (nous allons le montrer plus loin) sur des critères paléontologiques. En vertu de leur position géométrique et de leurs ressemblances lithologiques, nous attribuons aux couches de Clifele l'âge néocomien, en admettant aussi la possibilité qu'une partie en descend même jusqu'au Tithonique.

Le lambeau de rabotage Muncelu-Botușan a été contouré par nos recherches [5]. A la constitution de ce lambeau de rabotage participent marnes et marnes silteuses cendrées et brèches polymictiques. Les brèches contiennent des schistes cristallins, dolomies et rarement quartz et calcaires. Elles se présentent en couches d'épaisseurs variables (jusqu'à des paquets massifs de plusieurs mètres d'épaisseur). Entre marnes et marnes silteuses s'intercallent des grès minces ou des marnocalcaires fines. cendrées et moins souvent rouge griotte (ruisseau Botușan). Dans le mont Botușan des paquets de marnocalcaires cendrées sont également intercalés entre les brèches polymictiques.

Nous avons pu examiner une succession complète vers la base, pareille à celle du lambeau de rabotage Muncelu-Botușan, dans le versant droit du ruisseau Holdița, au Sud du mont Greben, dans un autre lambeau de rabotage découvert par A l. V o d ă, qui m'a conduit d'ailleurs dans la zone mentionnée. Ici, sous la séquence à marnes et brèches polymictiques, on observe aussi des marnocalcaires et, dans leur lit, des

[5] Deux coupes, sur les ruisseaux Muncel et Botușan, ont été faites en compagnie de M. Ș t e f ă n e s c u.

Institutul Geologic al României

jaspes et siltes rouge griotte et verts. Dans un seul point, sous les jaspes, affleurent, sur une surface de quelques mètres, des dolomies médiotriasiques.

Nous avons pu déterminer en sections minces, dans les marnocalcaires qui succèdent en-dessus des jaspes du ruisseau Holdița, des exemplaires de *Calpionella alpina* et *Calpionella elliptica*. Dans la séquence à marnes et brèches polymictiques a été déterminée, tant sur le ruisseau Holdița ainsi que sur le ruisseau et le mont Botușan, une association à *Calpionellopsis, Calpionellites* et *Tintinnopsella longa*. A partir de ces données, on peut estimer certain l'âge néocomien de la séquence à marnes et brèches polymictiques et probable l'âge tithonique (sommital ?) de la partie inférieure de la succession, dans laquelle les intercalations de brèches manquent ou sont totalement sporadiques.

La constitution du lambeau de rabotage Muncelu-Botușan rappelle très bien les brèches à intercalations de marnocalcaires du lambeau de rabotage Gura Dămucului et Bîtca Rotundă (appartenant à la nappe sub-bucovinienne), séparées par nous au front de la nappe bucovinienne du synclinal Hăghimaș (Săndulescu, 1972, 1975) et attribuées là au Néocomien, toujours en vertu de l'association de Tintinnides.

Nous tenons à mentionner aussi qu'à l'extérieur de la zone cristallino-mésozoïque (y compris du lambeau de rabotage mentionné) affleurent les couches de Sinaïa de la nappe de Ceahlău. Dans les affleurements étudiés nous avons pu observer qu'en général les unités de la zone cristallino-mésozoïque venaient en contact avec la séquence médiane des couches de Sinaïa. Bien que nous ayons trouvé par endroits de minces intercalations de microbrèches à schistes cristallins et dolomies, nous ne croyons pas être en présence de la partie supérieure des couches de Sinaïa, compte tenu du caractère général de la succession, encore assez riche en intercalations de marnocalcaires.

Tectonique

Au point de vue structural, les formations mésozoïques analysées se rattachent à deux éléments tectoniques : le synclinal complexe Gemenea-Greben et le lambeau de rabotage Muncelu-Botușan.

Le synclinal complexe Gemenea-Greben est une structure allongée Nord-Sud, marquée par le développement des formations mésozoïques, chevauchée du côté ouest par des schistes cristallins ; les formations du synclinal reposent normalement sur des schistes cristallins méso- et épizonaux.

Dans les schistes cristallins du soubassement du synclinal sont représentées la série du gneiss de Rarău (ou de Bretila) et celle de Tulgheș. Leurs rapports sont — comme dans l'entière partie orientale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales — de nature tectonique, la première étant charriée au-dessus de la série de Tulgheș. Pour des raisons amplement analysées dans d'autres travaux (Săndulescu, 1975, 1976), nous considérons ce charriage préalpin, probablement d'âge hercynien.

Institutul Geologic al României

Depuis les sources du ruisseau Aluniș vers le Nord, les formations mésozoïques sont fortement chevauchées de l'Ouest par des schistes cristallins, appartenant autant à la série du gneiss de Rarău, ainsi qu'à la série de Tulgheș. L'ampleur de ce chevauchement est soulignée par la présence de quelques lambeaux de recouvrement constitués de schistes cristallins et de dépôts triasiques. Le lambeau de recouvrement le plus important affleure depuis les sources du ruisseau Tarnița, par le mt. Piciorul Clifelor, jusque dans le versant gauche du ruisseau Aluniș. A son extrémité nord il finit dans un perisynclinal ; à l'extrémité sud il est interrompu par une faille transversale importante — la faille Aluniș — qui soulève fortement le compartiment situé au Sud d'elle. Le deuxième lambeau de recouvrement est de dimensions plus petites et se développe sur Piciorul Clifelor, à l'Est du lambeau principal. Au-dessus des schistes cristallins de ce dernier, sur la crête Piciorul lung, entre les ruisselets Tarnița et Clifele, se conservent encore des formations sédimentaires, représentées par des grès et conglomérats quartzitiques werféniens et dolomies médiotriasiques.

Le chevauchement des schistes cristallins sur les formations mésozoïques, que nous dénommerons le chevauchement Clifele, est souligné également par le fait que plusieurs anticlinaux et synclinaux sont successivement recouverts (du Sud vers le Nord) par le plan de chevauchement. L'examen des stériles de quelques galeries creusées sur les affluents gauches du ruisseau Crucii, qui jaillissent d'au-dessous de Bîtca Oblînc et Piciorul Bîrsanului. galeries placées dans les schistes cristallins de l'Ouest de la trace du plan de chevauchement, nous a permis aussi de constater que ceux-ci ont pénétré des schistes cristallins en grès quartzitiques werféniens et/ou dolomies médiotriasiques. On peut en déduire que le plan de chevauchement Clifele a un pendage d'environ 45—50°, vers l'Ouest.

Au Sud du ruisseau Aluniș le plan de chevauchement Clifele ne peut plus être suivi sur le bord ouest des formations sédimentaires. La faille Aluniș le déplace probablement plus vers l'Ouest, au milieu des formations cristallines. Mais, l'existence du chevauchement au Sud de la faille Aluniș aussi semble être prouvée par la présence de deux petits lambeaux de recouvrement, l'un situé à l'Est — Sud-Est du mont Aluniș, le deuxième sur la crête entre Aluniș et le col Greben. Les deux lambeaux de recouvrement sont constitués de schistes cristallins. Sur les implications régionales du chevauchement Clifele nous reviendrons plus loin.

Le synclinal complexe ou le synclinorium Gemenea-Greben est compliqué par quelques plis du II-ème ordre, verticaux ou déversés vers l'Est. La partie la plus compliquée est celle située entre le sommet Bîtca Oblînc au Nord et Aluniș au Sud. Ici, de l'extérieur vers l'intérieur on peut distinguer le synclinal Piciorul Bîrsanului-Piciorul Clifele, dans lequel est coincé aussi le principal lambeau de recouvrement du chevauchement Clifele ; l'anticlinal Ouest Bîtca Oblînc-sources du ruisseau Tarnița, déversé vers l'Est et chevauchant le lambeau de recouvrement mentionné ; l'écaille Ouest sommet Tarnița. Au Sud du ruisseau Aluniș se

Institutul Geologic al României

prolonge spécialement le synclinal Piciorul Bîrsanului-Piciorul Clifele, les autres structures n'étant plus recognoscibles.

L'entier synclinorium Gemenea-Greben est affecté par de nombreuses failles transversales, dont nous remarquons particulièrement (du Nord au Sud) les failles : Piciorul Bîrsanului, Bîtca Oblînc, ruisseau Scăldători, Piciorul Lung-sommet Tarniţa et enfin la faille Aluniş, qui en est peut-être la plus importante, en tout cas celle qui a le déplacement vertical le plus marqué. Probablement, ce n'est pas pur hazard que le gisement de barytine d'Ostra soit placé dans le proche voisinage de cette faille. Au Sud de la faille Aluniş on remarque aussi 7 failles transversales parallèles, dont le déplacement le plus important semble être celui de la faille la plus méridionale, du col de Greben, qui provoque un fort soulèvement du compartiment situé au Sud de celle-ci. A l'extrémité Nord du synclinorium Gemenea-Greben une autre faille transversale interrompt la continuité cartographique des formations mésozoïques. L'effet de cette faille est difficile à estimer. A la première vue la faille semble déterminer le soulèvement du compartiment siuté au Nord, où les dépôts triasiques affleurent au sommet Măgura. Mais, tant qu'il ne fût pas encore déterminé le sens de déplacement du plan de chevauchement Clifele au Nord de la faille mentionnée, il serait difficile de préciser la sens du mouvement le long de celle-ci.

Intersectant les structures plicatives, les fractures transversales s'avèrent avoir eu clairement une activité postérieure à la tectogenèse principale. L'examen de la distribution des différentes formations d'une part et de l'autre de certaines fractures permet toutefois de conclure que quelques unes en ont permis des déplacements succesifs, à des moments différents, le long de leur plan. C'est en premier lieu le cas des failles Aluniş et Piciorul Lung-sommet Clifele.

La faille Piciorul Lung-sommet Clifele a eu, avant la déposition des couches de Clifele, un mouvement par lequel le compartiment situé à sa partie sud a été soulevé, en favorisant l'érosion des dépôts triasiques et médio-jurassiques, ainsi que des radiolarites callovien-oxfordiennes. Ensuite, pendant les mouvements post-tectogéniques, la faille a subi un mouvement inverse, d'affaissement du compartiment.

La faille Aluniş a connu une évolution pareille, d'abord de soulèvement de son compartiment nord, ensuite d'affaissement post-tectogénique de celui-ci. En plus, il parait que la faille Aluniş ait joué un rôle assez bien exprimé également au cours du déroulement des mouvements de déformation plicative. On constate en effet qu'au Sud et au Nord de cette fracture transversale les plis ont des largeurs différentes: plus étroits au Sud et plus larges au Nord. La différence n'est pas déterminée par le niveau actuel d'érosion auquel on examine les deux compartiments, mais par la direction différente de la déformation. D'ailleurs, dans l'orientation des vergences aussi, la faille Aluniş s'avère être impliquée dans le processus-même de déformation plicative : au Sud de la faille apparaissent les seules vergences occidentales de tout le synclinorium Gemenea-Greben.

Institutul Geologic al României

En continuant l'analyse de la succession et du caractère des moments de déformation on ne peut pas ignorer le fait que les déformations plicatives semblent avoir été générées à deux moments différents ou au moins par deux impulses différents du même moment. Cette conclusion s'impose, si l'on considère le fait que le lambeau de recouvrement principal du chevauchement Clifele est plissé dans un synclinal déversé vers l'Est, coaxialement avec la structure plicative du synclinorium Gemenea-Greben. Nous sommes tentés de considérer que ce fait est dû plutôt à la prolongation du moment de déformation qui a provoqué le chevauchement Clifele, qu'à l'existence d'un autre moment de déformation, éloigné dans le temps. Ce raisonnement nous semble étayé par le caractère épigliptique du chevauchement Clifele, déroulé après le plissement du synclinorium Gemenea-Greben.

Les formations cristallinnes qui supportent normalement les dépôts mésozoïques du synclinorium chevauchent les dépôts de flysch de la nappe de Ceahlău. Au front de ce chevauchement se trouve entraîné le lambeau de rabotage Muncelu-Botuşan. Sa structure de détail n'est pas compliquée. A peine quelques failles transversales plus importantes, affectant les schistes cristallins de l'Ouest du lambeau, viennent intersecter aussi ce dernier, en décalant la surface de chevauchement par laquelle il fait contact avec les couches de Sinaïa de l'extérieur.

Une analyse un peu plus approfondie mérite le problème de l'encadrement régional du chevauchement Clifele.

Partant de la ressemblance, tant du point de vue de sa constitution qu'aussi au point de vue de sa position structurale et géométrique, entre le lambeau de rabotage Muncelu-Botuşan et les lambeaux de rabotage Gura Dămucului et Bîtca Rotundă, s'impose la considération qu'ils appartiennent à la même unité et qu'ils doivent être chevauchés de l'Ouest par une même unité. On arriverait ainsi logiquement à la conclusion que les formations cristallinnes et celles mésozoïques du synclinorium Gemenea-Greben qui les recouvrent appartiennent à la nappe bucovinienne. Dans ce contexte, le chevauchement Clifele représenterait une complication frontale de cette nappe et aurait rang de digitation, de même que la digitation Sadova, distinguée plus au Nord dans le synclinorium Rarău (S ă n d u l e s c u, 1973).

Une fois accepté le schéma proposé, la question s'impose si le synclinorium Gemenea-Greben représente, ainsi que tous les chercheurs antérieurs l'ont cru, le prolongement structural du synclinorium Rarău. Il y a pourtant certains caractères lithologiques de la succession lithostratigraphique à s'opposer à un tel parallèle. En premier lieu il s'agit des couches de Clifele, inconnues dans le synclinal Rarău. Leur caractère de flysch et la constitution pétrographique des arénites participant à leur constitution plaideraient toutefois pour qu'on considère qu'elles détiennent une position paléogéographique intermédiaire entre la zone de sédimentation des couches de Pojorîta, plus interne, et la zone de sédimentation des formations tithonique (?)-néocomiennes des lambeaux de rabotage sub-bucoviniens mentionnés. Pour une telle interprétation plaide

Institutul Geologic al României

également la ressemblance entre les couches de Clifele et les formations détritiques constituant le lambeau de rabotage Lefele, situé à l'extérieur de la digitation Sadova (Săndulescu, 1973). D'ailleurs, maintenant qu'on connaît la situation de la région Tarnița-Ostra, nous nous demandons si le lambeau de rabotage Lefele peut être encore considéré comme appartenant aux éléments sub-bucoviniens ou s'il n'était plutôt mieux l'attacher à la partie frontale de la nappe bucovinienne, comme un vestige vers le Nord de la digitation Tarnița. L'absence des intercalations de marnes et marnocalcaires à Tintinnides entre les grès et les brèches du lambeau de rabotage Lefele soutient d'ailleurs l'interprétation proposée.

On arrive donc à la conclusion que le chevauchement Clifele pourrait représenter le front de la digitation Sadova et que les formations mésozoïques du synclinorium Gemenea-Greben, ainsi que les schistes cristallins de leur soubassement immédiat constitueraient une autre digitation de la nappe bucovinienne — la digitation Tarnița.

Nous allons nous arrêter un peu aussi sur les problèmes concernant les lambeaux de rabotage sub-bucoviniens et particulièrement le lambeau Muncel-Botușan. La reconnaissance à une assez grande distance d'un faciès constant à brèches et marnocalcaires à Tintinnides, situé dans le Néocomien et éventuellement dans le Tithonique, renforce l'idée que les éléments tectoniques auxquels les dépôts respectifs prennent part proviennent d'une zone de sédimentation assez bien individualisée. Nous avons considéré que ces lambeaux de rabotage ont été arrachés, au cours des processus de charriage, au domaine sub-bucovinien (Săndulescu, 1972, 1975). La découverte, au front de la nappe bucovinienne, des termes (couches de Clifele) avec affinités lithologiques par rapport aux éléments sub-bucoviniens nous affermissent dans l'idée que les lambeaux de rabotage proviennent des zones internes du domaine sub-bucovinien. On pourrait ainsi expliquer quelques non-concordances entre la constitution des lambeaux de rabotage et les successions sub-bucoviniennes qui sont ouvertes dans les fenêtres Valea Putnei, Tomești etc., surtout l'absence des dépôts brécheux tithono-néocomiens de ces dernières fenêtres.

BIBLIOGRAPHIE

Alexandrescu Gr. (1971) Studiul flișului cretacic intern și extern dintre valea Bistricioarei și valea Moldovei. Rezumat teză doctorat. Universitatea București.

Băncilă I., Agheorghiesei V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Moldovei și valea Suha Mare. *An. Com. geol.*, XXXIII, București.

Kräutner Th. (1933) L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XIX, Bucarest.

Pitulea G. (1965) Studiul stratigraphic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea-Ostra. *D. S. Com. Geol.*, LI/1, București.

Institutul Geologic al României

Săndulescu M. (1972) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. Rezumat teză doctorat. Inst. petrol, gaze, geologie. București.

— (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. geol.*, LIX/5, București.

— (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. geol. geof.*, XLV, București.

— (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII/5, București.

Tănăsescu Fl., Pitulea G., Băncilă Fl. (1964) Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea și Greben. *D. S. Com. geol.*, XLIX, 2. București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE TARNIȚA - OSTRA

0 250 500 750 1000 1250 m.

V. Gemenea

V. Muncel

o1460
Piciorul Bîrsanului

V. Botuşan

o1475
Bîtca Oblinc

V. Crucii

V. Scaldători

Tarnița
o1470

V. Ostra

V. Tarnița

Piciorul Lung

V. Clifele

Clifele
o365

V. Aluniș

Mt. Aluniș

Col de Greben

LÉGENDE

Nappe bucovinienne

NÉOCOMIEN TITHONIQUE (?)		Série detritique - Couches de Clifele
OXFORDIEN CALLOVIEN		Radiolarites et silthes
JURASSIQUE MOYEN		Calcaires et calcarénites
TRIAS (?)		Radiolarites et silthes (ruisseau Aluniș)
TRIAS MOYEN		Calcaires massifs Dolomies et brèches dolomitiques massives
TRIAS INFÉRIEUR		Grès et conglomérats quartzitiques
PALÉOZOIQUE SUPÉRIEUR (?)		Brèches de Hăghimaș (?)
SCHISTES CRISTALLINS		Série de Bretila Série de Tulgheș

Nappe sub-bucovinienne

NÉOCOMIEN TITHONIQUE (?)		Brèches polimictiques, marnes, marnocalcaires

Nappe de Ceahlău

NÉOCOMIEN		Flysch calcaire - Couches de Sinaia (moyennes)

Nappe de charriage

Digitation lambeau de rabotage

Failles inverses

Failles verticales, failles à décrochement

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ. Dări de seamă vol. LXVI/5

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 103—114

Project 39 : Ophiolites of continents and comparable oceanic rocks

THE OPHIOLITES FROM THE RARĂU AND HĂGHIMAŞ SYNCLINES — THEIR STRUCTURAL POSITION, AGE AND GEOTECTONIC EVOLUTION [1]

BY

MIRCEA SĂNDULESCU [2], DOINA RUSSO-SĂNDULESCU [2]

Ophiolites. Nappes. Middle Cretaceous. Transylvanian Nappes. Ocean floor spreading. Ultrabasites. Radiolarites. Global tectonics. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Rarău-Giumalău Mountains. Hăghimaş-Giurgeu Mountains.

Sommaire

Les ophiolites des synclinaux de Rarău et de Hăghimaş — position structurale, âge, évolution géotectonique. L'analyse de la position tectonique et de l'âge des ophiolites associées aux nappes transylvaines des synclinaux de Rarău et de Hăghimaş permet de retracer l'histoire de l'ouverture du domaine transylvain. Débutant au Trias moyen, elle s'arrête au Tithonique (ou au Néocomien ?). La tectogenèse mésocrétacée, qui a engendré les nappes transylvaines, a déterminé aussi la consommation d'une partie de la croûte océanique du domaine transylvain.

The reasearches carried out in the last few years in the Crystalline-Mesozoic zone of the East Carpathians, based on older studies of one of the authors (Mircea Săndulescu) allowed us to bring new contributions concerning the structural position and age of the mafic and ultramafic rocks from "the outer marginal syncline". Concomitantly, petrological and geochemical studies have been made (Russo-Săndulescu et al., 1980), providing new details on the genesis of these rocks ; the results obtained allowed a more detailed approach of the geotectonic evolution of the origin area of the ophiolitic complex, too.

[1] Received 17 May 1979, accepted for publication 19 May 1979, presented at the Meeting of 22 May 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1 Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

Historical Comments

The problem of the basic and ultrabasic rocks from the "marginal syncline" has been generally dealt with so far in some regional studies and only seldom studied in detail ; in this case the researches concern in fact relatively restricted regions.

Uhlig (1907) is the first who attempts a general interpretation of the mafic and ultramafic rocks from the "marginal syncline", which he considers of Triassic age, and of the discontinuous occurrences for which he supposed a tectonic origin. Later Atanasiu (1929), in Hăghimaş, accepts beside the Triassic age also the possibility of a Lower Cretaceous age for these rocks, like Kräutner (1931), in Rarău, who considers them all of Aptian age. Preda and Ilie (1940) attribute the basic rocks from the Rarău syncline the Triassic age, while I. Băncilă (1940), in Hăghimaş, is in favour of the Cretaceous age. Ilie (1957) divides the basic and ultrabasic rocks into three categories : Permian (connected with the radiolarites outcropping on the two flanks of the syncline, rocks which this author considered as Permian), Triassic and Turono-Senonian (the latter being connected with what is known today as the Eocretaceous Wildflysch Formation, compared by the quoted author with the Gosau facies).

Popescu and Patrulius (1964) admit the existence in Rarău of some mafic rocks of Cretaceous age (Barremian-Aptian, synchronous with the Wildflysch Formation) and of other allochthonous mafic rocks (sedimentary klippen) of Triassic age. I. Băncilă and C. V. Papiu (1962), discussing the age of the jaspers from the Hăghimaş syncline, attribute the basic rocks to the Lower Cretaceous. Mutihac (1968) accepts for the basic rocks from Rarău an „autochthonous" position and a Barremian-Aptian age with respect to the Wildflysch Formation. According to Mutihac, the serpentinites from Breaza belong to the Upper Cretaceous („Laramian") and are connected with the overthrust of the Crystalline-Mesozoic zone on the flysch zone.

Săndulescu (1973, 1975 a, b, 1976) considers the ultramafic rocks in an obvious allochthonous position, while, concerning the mafic ones, the presumes their two ways of occurrence : autochthonous and allochthonous with respect to the Wildflysch Formation. He notices the fact that the age of the ophiolites connected with the Transylvanian (allochthonous) series ranges from the Triassic to the Eocretaceous, in accordance with the development of the process of spreading type in the Transylvanian realm, the origin area of these allochthonous elements (Rădulescu, Săndulescu, 1973, Săndulescu, 1972, 1975 b, 1976).

Structural Position

The allochthonous character of the overwhelming majority of ophiolites from the Rarău and Hăghimaş synclines is supported by various arguments which we shall analyse in turn.

Institutul Geologic al României

It is known that the „outer marginal syncline" is a post-nappe structure (a syncline of nappes — Săndulescu, 1972, 1975) in which the highest tectonic elements are represented by the Transylvanian nappes, tectonically overthrusting the Eocretaceous (Upper Barremian-Albian) Wildflysch Formation, which belongs to the Bucovinian nappe (a basement nappe which is part of a more complex system of this type of nappes — the central East-Carpathian nappes system) (Săndulescu, 1967, 1975 a, b, 1976). Sedimentary klippen, belonging also to the Transylvanian series, are present at various levels in the Bucovinian Wildflysch Formation.

În the outcropping area of the Wildflysch Formation the mafic and ultramafic rocks occur as :

— nappe outliers — Glodu, Tătarca, Breaza, Măceș, the Pîrîul Cailor springs — all of them outcropping in the Rarău syncline ;

— nappe basal slides situated at the base of the Transylvanian nappes — to the north and west of the Cheile Bicazului chalet — in the Hăghimaș syncline ;

— bodies of the sedimentary klippe type varying in size and belonging to the Wildflysch Formation.

In the first two cases, the ophiolitic basic or ultrabasic rocks are associated with sedimentary rocks belonging exclusively to the Transylvanian series (either of the Hăghimaș nappe or the Perșani nappe). Sometimes, in the case of the isolated bodies in the Wildflysch mass too, the basic rocks are associated with sedimentary formations also of Transylvanian origin, thus proving that they are allochthonous sedimentary klippen. May this interpretation be applied to the isolated bodies of ophiolitic rocks ? We think that this interpretation is the only possible one for the ultramafic rocks. Also, all the basic rocks which are of the ocean floor basalt type (Russo-Săndulescu et al., 1980) and represent a great part of the mafites belonging to the Wildflysch Formation should be considered in allochthonous position, taking into account the fact that the Wildflysch Formation belongs to a crystalline basement nappe. The ophicalcite and schallstein klippen, with ultrabasite fragments, have obviously the same tectonic origin and the same position as the rocks they contain, being therefore allochthonous. As in schallstein there are together fragments of basic rocks displaying ocean floor characteristics, and also island arc and withinplate features (Russo-Săndulescu et al., 1980), we may now consider that all the ophiolitic rocks from the Wildflysch mass have an allochthonous position and belong to the Transylvanian realm.

The problem of the double origin of the basic rocks mentioned by one of us (Săndulescu, 1975 b, 1976) can be now solved, as shown above. The allochthonous character as well as the association with the Transylvanian series are features of the ophiolites lying also in some other areas beside the „marginal syncline", namely of those from the Perșani Mountains (Patrulius et al., 1966 ; 1971). Here

Institutul Geologic al României

both the ultramafic and especially the mafic rocks are closely connected with the Transylvanian Triassic formations of the Perşani nappe.

Of course the problem of the jasper and cinerite blocks and of the cinerite matrix of some breccias and conglomerates intercalated within the Wildflysch Formation still remains. These are cases (Izvorul Alb, Fundu Pojorîtei, Muntele Rarău) where the jaspers are clearly associated with basic rocks, forming together sedimentary klippen, or with rocks belonging to the Transylvanian series (Piatra Zimbrului in the Rarău syncline, Criminiş and the south-western side of the Piatra Crăpată Mountain, in the Hăghimaş syncline) (Popescu, Patrulius, 1964 ; Săndulescu, 1975 a). One can therefore state that at least a part of the jaspers of the Wildflysch Formation (in addition to those quoted above) have also an allochthonous position.

Undoubtedly there are jaspers also in the Bucovinian series and even at several levels (Săndulescu, 1972, 1973, 1975 a). The youngest of the latter seems to be situated at the base of the Wildflysch (overlying the Tătarca breccia in the Rarău syncline and the „infrajaspic" breccias in Hăghimaş), therefore of Eocretaceous age, there existing the possibility of its lateral lithological change into the common Wildflysch rocks.

The presence of the cineritic, basic matrix, of some conglomerates intercalated within the Wildflysch can be interpreted in two ways : (1) it is due to eruptions synchronous with the moment of the conglomerate deposition, or (2) it comes from the older, redeposited cineritic material that resulted from the destruction of some sedimentary klippen or blocks belonging also to the Transylvanian series. The same two hypotheses could explain also the origin of some larger basic cineritic blocks or bodies included in the Wildflysch Formation.

Summing up the remarks made so far we can conclude that the nappe outliers and the nappe basal slides together with the ophiolitic bodies imbedded in the Wildflysch Formation have also an allochthonous position, belonging to the Transylvanian series too.

Two particular situations do not correspond to this interpretation. It is a question of the basic and ultrabasic rocks from the northern side of the Chicera Mountain and a small amygdaloidal spilite vein that crosses the jaspers from Lacu Roşu. In both cases the magmatic rocks are associated with sedimentary formations of the Bucovinian series which are older than the Wildflysch.

On the northern side of the Chicera Mountain, listvenites and spilites (Russo-Săndulescu et al., 1980) outcorp in an area of about 400 m^2, surrounded by Middle Jurassic sandstones and gritty limestones from the Bucovinian series ; no thermal contact could be noticed (maybe also because of the vegetation covering the field). We may have in view two hypotheses for the explanation of the position and origin of these rocks : (1) they constitute bodies intruded in the Bucovinian realm or (2) they are in tectonic position, belonging to the Transylvanian realm.

Institutul Geologic al României

The first hypothesis seems to be supported by the nature of the spilites, which are of the type of the basic rocks generated in volcanic chains connected with subduction zones, although such mafite types have been also found in the Transylvanian realm (Russo-Săndulescu et al., 1980).

The solution of the tectonic position of these rocks from the Chicera Mountain raises also the problem of a possible intra-Jurassic overthrust that must be quite important. The absence of the Wildflysch Formation round the magmatic rocks and the fact that they contact the Middle Jurassic rocks, which are overlain also by Upper Jurassic and Neocomian rocks on the Chicera Mountain, could lead to the idea of a pre-Kimmeridgian and post-Middle Jurassic overthrust. So far this is the only place (?) in the Carpathian realm where one could find the traces of an overthrust of this age.

Underlining all the difficulties involved in the interpretation of the position of the mafic and ultramafic rocks from the Chicera Mountain, we consider both solutions as work hypotheses for the future researches.

Age

As shown before, the basic and ultrabasic rocks have been attributed to various ages, from the Permian to the Upper Cretaceous. We shall further try to examine in turn those places in which the ophiolitic rocks are associated with the Transylvanian sedimentary formations, both in Rarău and in Hăghimaş.

In the Breaza and Măcieş nappe outliers, ultramafic rocks overlie Lower and Middle Triassic deposits (Werfenian sandstones, Campil or Lower Anisian shales, Anisian bituminous limestones) belonging to the Perşani series. No thermal effect is noticed in the sedimentary rocks ; the contact may be interpreted as having a tectonic character.

In the nappe outlier from the springs of the Pîrîul Cailor Creek, Werfenian sandstones are overlain by variolitic spilite flows. In the Botuş quarry, spilites (whose structure does not allow us to specify whether they are flows or veins) contact Anisian limestones (Săndulescu, Tomescu, 1979).

At the base of the Hăghimaş nappe, in the vicinity of the Cheile Bicazului chalet, spilites with very clear pillow-lavas underlie Kimmeridgian or Tithonian limestones.

Urgonian limestones overlie transgressively schallstein containing fragments of ocean floor type spilites in two sedimentary klippen of considerable size outcropping on the left bank of the Valea Seacă Valley (Rarău).

On the Deremoxa Creek one can notice a sedimentary klippe in which Kimmeridgian limestones overlie ultrabasites.

Of all the mentioned situations, those noticed on the Deremoxa Valley, at the springs of the Valea Cailor Creek, on the Seaca Valley and near the Cheile Bicazului chalet are the most instructive. They

Institutul Geologic al României

would show that the magmatic processes could take place within a time interval from the post-Werfenian to the pre-Urgonian, and that ophiolitic rocks older than the Kimmeridgian surely exist. We also noticed that ophiolites are associated with Middle Jurassic formations in a schallstein below the Breaza nappe outlier in a sedimentary klippe on the left side of the Mostici Creek. Therefore it is obvious that a magmatic activity with ophiolitic character existed also before the Middle Jurassic.

For completing the arguments supporting the age of the Transylvanian ophiolites one should mention the fact that, in the Perşani Mountains, also in the Transylvanian nappes, Carnian and/or Norian limestones overlie unconformably basalts (Patrulius et al., 1966).

One can therefore conclude that the oldest ophiolites from the Transylvanian realm are of Triassic, probably Ladinian age, but this activity may have begun even in the Anisian. The existence of some pre-Kimmeridgian ophiolites is quite sure ; the ophiolitic activity may have continued up to the Neocomian (pre-Barremian). As the Transylvanian realm can be compared with an Alpine spreading area (Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; Rădulescu et al., 1976 ; Săndulescu, 1975, 1976), it is clear that the period within which these spreading phenomena took place, lasted from the Triassic to the Upper Jurassic and probably also to the Neocomian.

Geotectonic evolution

The progress concerning the knowledge of the petrological and geochemical features of the ophiolites from Rarău and Hăghimaş (Russo-Săndulescu et al., 1980), their structural position and age, allow us to make an analysis, with a greater number of arguments, of the geotectonic evolution of the Transylvanian realm from which they originate.

The comparison of the Transylvanian realm with an area whose crust is of oceanic type is supported by :

— the character of ophiolitic complex of the magmatic rocks associated with the Transylvanian series ;

— the existence, within this ophiolitic complex, of the mafites with ocean type character ;

— the absence of the metamorphic pre-Alpine formations in the Transylvanian nappes (the exception which the amphybolites with garnets from the Deremoxa Valley constitute (Russo-Săndulescu et al., 1980) confirms the rule ; as a matter of fact these rocks may be also interpreted as originating from oceanic type crust and having undergone an under sea floor metamorphism).

The association of the radiolarites is generally considered also as an argument for the characterization of the oceanic realms although it is obvious that it is not a representative feature. Indeed, radiolarites developed in the Bucovinian series with a crystalline schists basement are known.

Institutul Geologic al României

The features of the sedimentary rocks with which the Transylvanian ophiolites associate, do not always plead for a great depth of the sedimentary basin. Differences in depth seem to exist between the two main series constituting the Transylvanian nappes : the Perşani series has sedimented at greater depth at several levels, while the Hăghimaş series has more frequent deposits of shallow water. The oceanic type realm in which the Transylvanian ophiolites generated, presented various depths within the same moment, while the depth could vary also in the same place in successive moments. The latter remarks should be taken into account when considering the genesis of the ophicalcites, for which subaerial or submarine (at a small depth) erosion of the ophiolitic rocks are supposed (Abbate et al., 1973) to have contributed. Moments corresponding to the formation of the ophicalcitic rocks may coincide with moments when the spreading of the Transylvanian realm stopped and some stress efforts (pre-paroxismal phases) occurred.

Within a larger framework, one could correlate the pre-paroxismal deformation phases from the neighbouring Bucovinian realm with moments of spreading stopping followed (or not) by stress in the Transylvanian one. Of the pre-paroxismal phases known in the Bucovinian nappe (Săndulescu, 1975) we mention first the intra-Liassic one (the Donetz phase), which generated here folding (with 50° angular unconformity). In the Transylvanian realm its effect seems to be manifested by the changing of the predominantly detrital sedimentation (Domerian-Bathonian), generally of small depth and at the same time relatively uniform for the whole Transylvanian area (Săndulescu, 1974). During this time interval the spreading might have stopped as there are no sure proofs concerning the existence of some ophiolites of this age.

The stresses that might have accompanied the period of spreading stopping would be expressed by the very discontinuous development of the Domerian-Bathonian formations, their very reduced thickness as well as the genesis of the island arc type spilitic rocks found in the Transylvanian ophiolitic complex (Russo-Săndulescu et al., 1980). This type of spilites would be connected with more or less local phenomena of subduction, which is not so deep, taking into account the low potassium content of these rocks (cf. Lefèvre, 1973).

The spreading in the Transylvanian realm started again at the end of the Middle Jurassic (Callovian-Oxfordian) concurrently with the limy sedimentation that began in the Kimmeridgian. It is difficult to specify how long the spreading lasted, but, as mentioned above, it does not exceed the Neocomian (cf. chapter „Age").

The next stress moment corresponds to the Lowermost Barremian (the Austro-Alpine phase) and is marked by the angular unconformity between the Tithonian-Neocomian and Urgonian limestones, observed in the Hăghimaş nappe (Săndulescu, 1969). Synchronous deformations were also noticed in the Bucovinian nappe (Patrulius et al., 1969 ; Săndulescu, 1969, 1975, 1976), where they show rela-

Institutul Geologic al României

tively high intensities. The Austro-Alpine moment as well as the intra-Liassic one could also manifest by the imbrication of the oceanic crust in the Transylvanian realm. Traces of such phenomena seem to be present in the Breaza and Măcieș nappe outliers, where the ultrabasites overlie the Triassic sedimentary formations. This „protrusion" phenomenon of the ultramafic rocks is known in many other regions with largely developed ophiolitic complexes from the Tethyan area (A b b a t e et al., 1973) and could be related with the pre-paroxismal tectogenesis.

Throughout the evolution of the Transylvanian realm basalts of oceanic island type (hot points) could be emplaced. They could occur at various places of the Transylvanian realm and could have various sizes which are difficult to determine.

Summing up all the remarks made on the evolution of the Transylvanian realm it is found that :

— the varied composition of the ophiolitic complex (R u s s o-S ă n d u l e s c u et al., 1980), in which mafites of various types (ocean floor, island arc, oceanic islands) are known alongside ultrabasites and radiolarites, can be explained by the processes that might have taken place in the Transylvanian realm ; as a matter of fact similar compositions were also described (P e a r c e, 1976) in other zones in which ophiolitic complexes of oceanic type occur (Cyprus) ;

— apart from the spreading periods there were also moments of spreading stopping, possibly accompanied by compressions contemporaneous with the tectogenic phases recongnized in the neighbouring (Bucovinian) area ;

— the character of the sedimentation seems to follow the presence or absence of the spreading : it is limy in the former case and predominantly detrital in the latter case ; we do not think that this model should be generalized, but it is worth being checked up in other zones too ;

— the discontinuous character of the spreading might imply a rather different mechanism in comparison with the classic one, considered by the new global tectonics : either a rift with discontinuous activity or a marginal basin whose spreading „responds" intermittently only to the spreading from the main (Mesogean) oceanic zone.

It is quite clear from the statements above that the Transylvanian realm presented a very complex picture before the main tectogenesis that led to the genesis of the Transylvanian nappes. Both the complexity of the ophiolite composition and of the sedimentary series involved in these nappes stress this feature. Of course the estimation of the sizes of the Transylvanian realm is very difficult. We only want to remind some elements that can suggest the size order of the latter. „The ophiolitic zone" that preserved as remnants from the Transylvanian realm in the basement of the Neogene molasses of the Transylvanian depression is actually over 70 km wide (S ă n d u l e s c u, V i s a r i o n, 1979). Adding to this only 10 km, representing the maximum outcrop width of the Transylvanian nappes and taking into account the fact that a

Institutul Geologic al României

great part of the oceanic type crust of the realm was „consumed" in processes of subduction type of Cretaceous age (Rădulescu, Săndulescu, 1973), we can estimate that the initial width of the Transylvanian realm exceeded (possibly much) 200 km.

The first squeezing of the Transylvanian realm took place during the Meso-Cretaceous tectogenesis, namely towards the end of the Albian. This tectogenesis, which determined also the genesis of the central East-Carpathian nappes (shearing nappes with crystalline basement) achieved the emplacement of the Transylvanian nappes too. Simultaneously, the overthrust of the „ophiolitic zone" on the basement units of continental type situated at the exterior of the former was achieved.

The shortening of the crust in the Transylvanian realm exceeded very probably 60—70% of the initial width. Thus was achieved the tectonic picture known now in the basement of the Transylvanian depression (Săndulescu, Visarion, 1979). In this area the crust has not undergone post-Cretaceous stress or, especially, tensional deformations until quite recently. The fact makes impossible the assimilation of the Transylvanian depression to a Tertiary marginal basis (Bleahu et al., 1973; Boccaletti et al., 1974) as no spreading of this age took place in the respective area (Rădulescu, Săndulescu, 1975).

From a more general point of view and taking into account the evolution of the whole Carpathian chain, the „closing" of the Transylvanian area in the Meso-Cretaceous had impacts also on more distant regions. The effects of a Meso-Cretaceous stress, which „deformed" elements with oceanic type crust have been lately recognized (Misik et al., 1976) in the Pieniny klippen belt which represent the western relay of the Transylvanian realm (Săndulescu, 1972, 1975). The existence of the ophiolites of Transylvanian type (allochthonous in the Wildflysch formation) (Săndulescu, 1972; Bîzova, 1972) in the area of the Maramureş klippen show that the Meso-Cretaceous stress deformations were widespread also in the Western Carpathians realm.

Referring to the Alps, we remind that the Transylvanian realm was compared with the Piemontais realm (Săndulescu, 1975, 1980). What are the effects of a Meso-Cretaceous tectogenesis in this area is still a debated question. Anyway, starting from the continental margin of the Euro-Assiatic plate, the first realm with true oceanic type crust proves to be the Piemontais-Transylvanian one. Whether this was the equivalent of the Mesogean ocean or it was only an oceanic area situated north of the latter is still to be argued.

The external Valais-Outer Dacidic realm, that is the origin area of the nappes situated in front of the Central East-Carpathian and Briançonais ensemble could be considered as coming from a zone with thinned continental crust (Trümpy, 1975) (only locally of oceanic type), as in fact is indicated by recent preliminary data, obtained in the study of the basic rocks from the Black Flysch nappe (M. Săn-

Institutul Geologic al României

dulescu et al., 1979 [3]), in which only mafic rocks showing within-plate character and no remnants of ocean floor basalts were found.

The allochthonous character of the ophiolites from the Transylvanian nappes, overlying the units with continental basement from the Crystalline- Mesozoic zone of the East Carpathians (which are in internal position with respect to the cover units from the flysch zone, thrust over the platform in front of the Carpathians) makes impossible any paleogeographic and structural correlations between the ophiolites from North Dobrogea and those from the East Carpathians as supposed by some authors (Hertz, Savu, 1974; Savu, 1980).

The remarks on the evolution of the Transylvanian realm constitute an example of objective and critical application of the new global tectonics to the structural realities of the Carpathians. The extent to which the principles of this theory are found in the geological constitution of the analysed Alpine segment underlines the contribution of this note.

BIBLIOGRAPHY

Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. (1973) Studies on mafic and ultramafic rocks; 2-Paleogeographic and tectonic consideration on the ultramafic belts in the Mediteranean area. *Bol. Soc. Geol.* It., 91, pp. 239—282. Roma.

Atanasiu I. (1929) Recherches géologiques dans les environs de Tulgheș. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XIII. pp. 379—511. Bucarest.

Băncilă I., Papiu C. V. (1953) Jaspurile triasice de la Pojorîta. *Acad. RPR. Bul. științ. (secț. Biol.-Agron.-Geol.-Geogr.)* V, 4. pp. 675—694. București.

Bleahu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an „Island Arc". *Jour. Geoph. Reser.*, 78, 23. pp. 5025—5032.

Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. (1974) Hypothesis on the Plate Tectonic evolution of the Carpatho-Balkan Arc. *Earth and Planet. Sci. Letter.*, 23, pp. 193—198.

Hertz N., Savu H. (1974) Plate Tectonic History of Romania. *Geol. Soc. Amer., Bull.* 85, pp. 1429—1440.

Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulungul Moldovei-Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, pp. 107—211, București.

Kräutner Th. (1931) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XIV, București.

Lefèvre C. (1973) Les caractères magmatiques du volcanisme plioquaternaire des Andes dans le sud du Pérou. *Contr. Miner. Petr.* 41, 3, 259 pp.

[3] Arch. IGG, București.

Institutul Geologic al României

Mutihac V. (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal intern, Ed. Acad. RSR, 127 pp. Bucureşti.

Patrulius D., Popa E., Popescu Il. (1966) Seriile mezozoice şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei. *An. Com. Geol.*, XXXV, pp. 397—444, Bucureşti.

— Popa E., Popescu Il. (1969) Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpaţii Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXVII, pp. 71—118, Bucureşti.

— Bleahu M., Popescu Il. (1971) Guide Book to Excursions of the IInd Triassic Coloquium Carpatho-Balkan Association. The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and the East Carpathians Bend. Inst. géol., Buc., 85 pp. Bucureşti.

Pearce J. A. (1976) Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environment of Cyprus. *Tectonophy.*, 25, pp. 41—67.

Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului şi a klippelor exotice din Rarău (Carpaţii Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXIV, 1, pp. 73—130, Bucureşti.

Preda D. M., Ilie M. (1940) Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpathes de Bucovine. *C. R. Inst. géol. Roum.*, XXXIV, pp. 51—67, Bucureşti.

Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophys.*, 16 pp. 155—161.

— Săndulescu M. (1975) Interarc Spreading in the Carpathian Arc. *Nature*, 257, sept. 4, pp. 69.

— Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu Fl., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie-Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. géol. géoph.*, L. pp. 5—36, Bucureşti.

Russo-Săndulescu D., Udrescu C., Medeşan A. (1980) Petrochemical features of the ophiolites of the „marginal syncline" Rarău-Hăghimaş. *D. S. Inst. Geol. geoph.*, LXVI/1, Bucureşti.

Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaş-une nouvelle nappe de décollement dans les Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balk., VIII Congr.*, I, pp. 179—185, Bucureşti.

— (1969) Structura părţii centrale a sinclinalului Hăghimaş. *D. S. Inst. geol.*, LIV, 3, pp. 227—263, Bucureşti.

— (1972) Consideraţii asupra posibilităţilor de corelare a structurii Carpaţilor Orientali. *D. S. Inst. geol.*, LVII, 5, pp. 125—150, Bucureşti.

— (1973) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. geol.*, LIX, 5, pp. 59—92, Bucureşti.

— (1974) Corelarea seriilor mezozoice din sincinalele Rarău şi Hăghimaş (Carpaţii Orientali). *D. S. Inst. geol.*, LX, 5, pp. 119—142, Bucureşti.

— (1975 a) Studiul părţii centrale şi nordice a sinclinalului Hăghimaş. *An. Inst. geol. geof.*, XLV, 200 pp. Bucureşti.

— (1975 b) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *BSGF* (7), XVII, 3, pp. 299—358.

Institutul Geologic al României

— (1976) Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei şi poziţiei tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpaţii Orientali). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII, 5, pp. 149—176, Bucureşti.

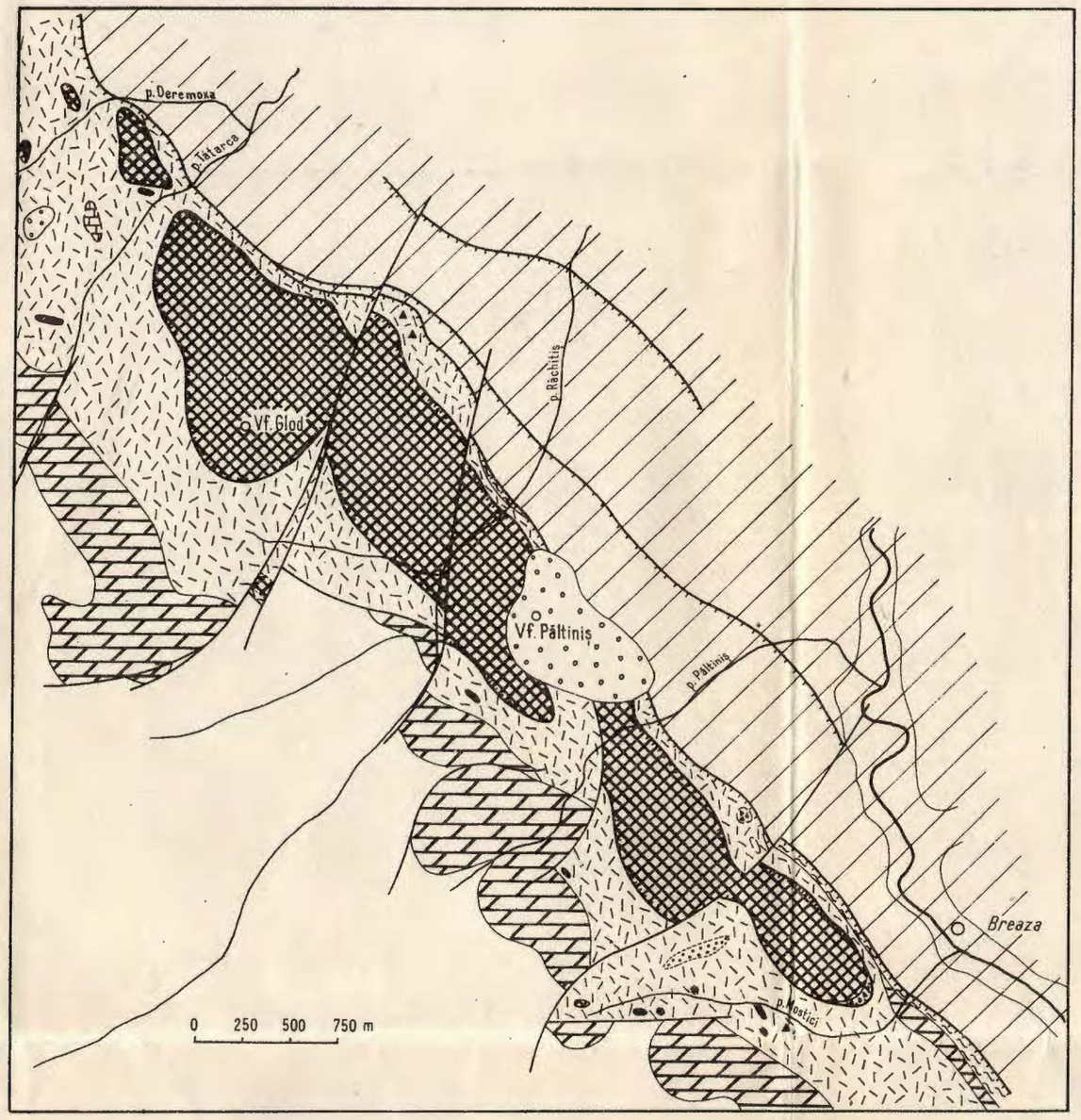
— Visarion M. (1979) Structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXIV, 5, pp. 153—173. Bucureşti.

— Tomescu C. (1979) Noi contribuţii la cunoaşterea seriilor transilvane din sinclinalul Rarău (sectorul Motuş-Tătarca) *D. S. Inst. geol. geof.*, LXIV, 5, pp. 141—151, Bucureşti.

Trümpy R. (1975) Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps : presumed former Continental Margin and its Problems. *Amer. Jour. Scienc.*, 275-A, pp. 209—238.

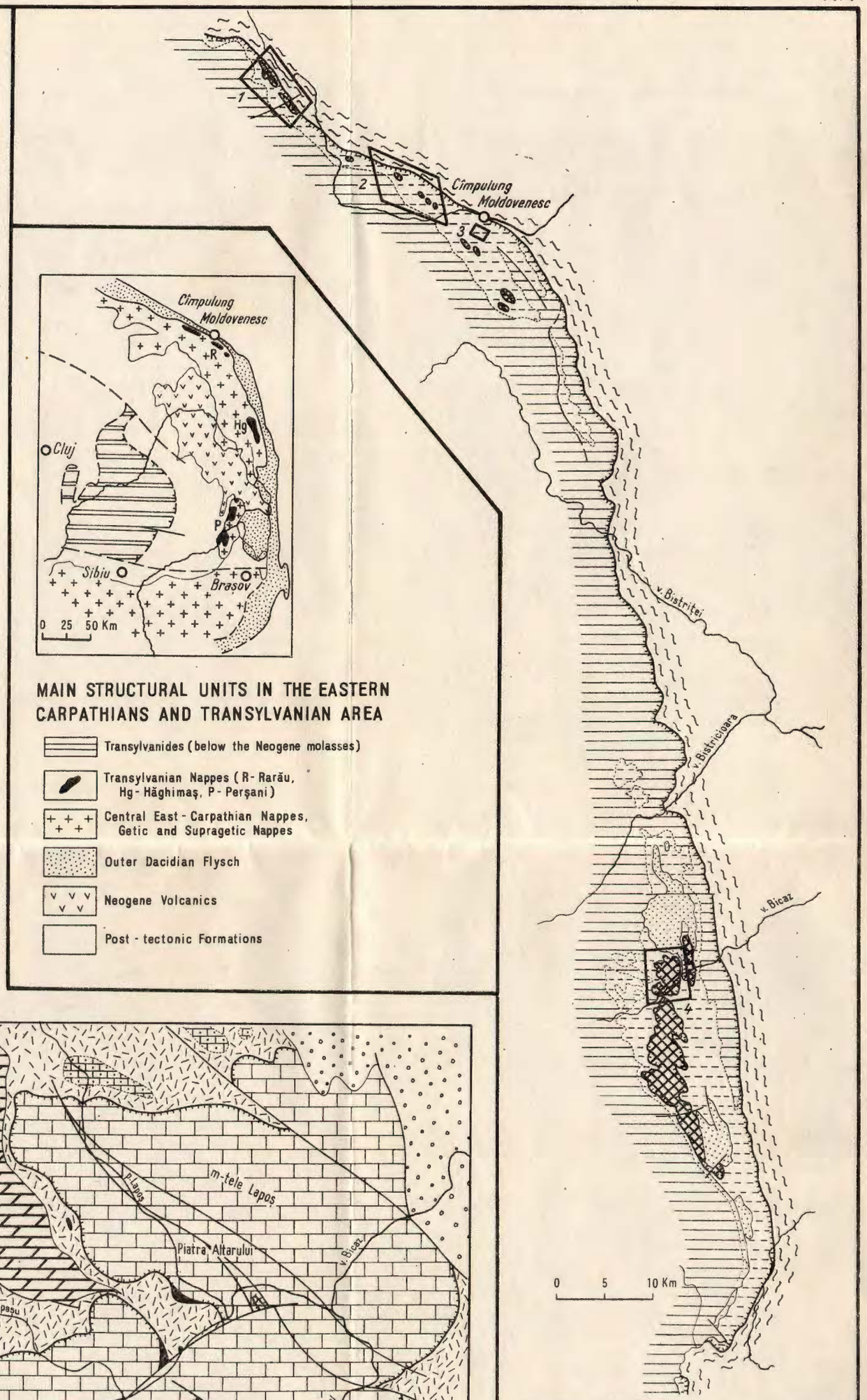
Uhlig V. (1907) Ueber die Tektonik des Karpathen. *Sitzungsber. k. Akad. Wiss.* Wien, XCVI, pp. 871—982.

Institutul Geologic al României



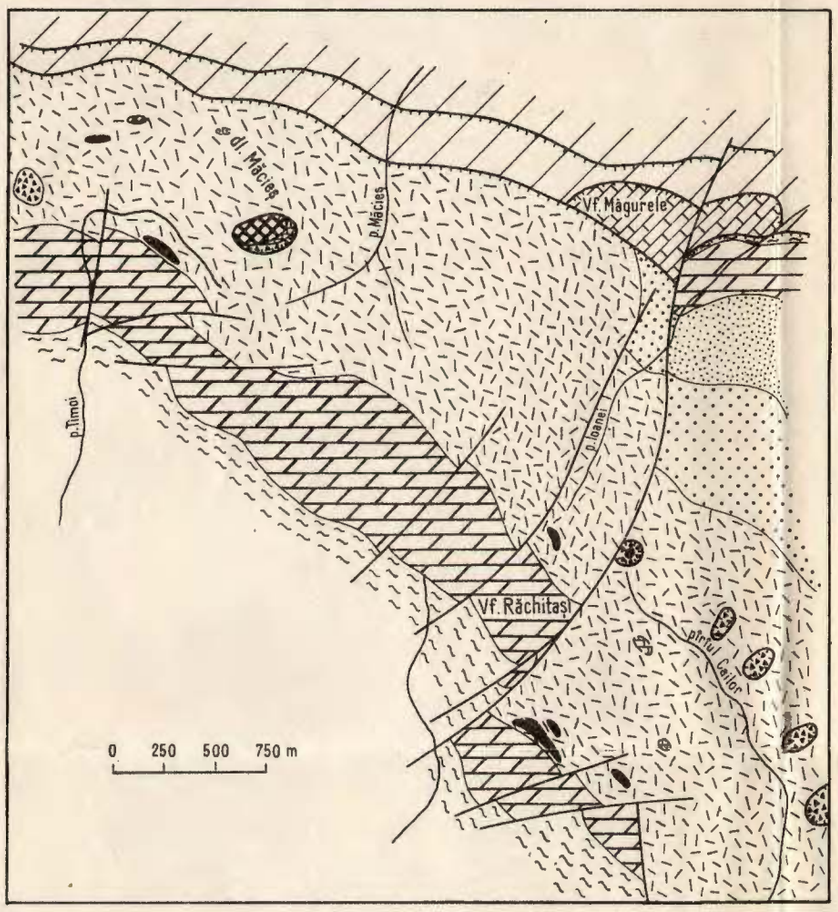
MAIN STRUCTURAL UNITS IN THE EASTERN CARPATHIANS AND TRANSYLVANIAN AREA

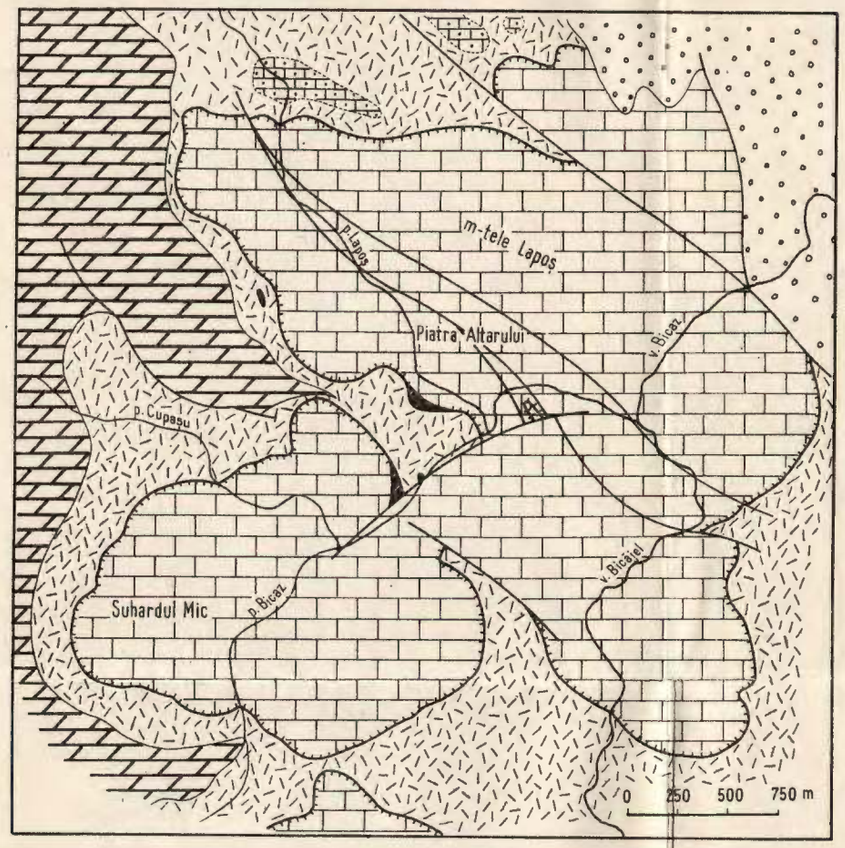
- Transylvanides (below the Neogene molasses)
- Transylvanian Nappes (R - Rarău, Hg - Hăghimaş, P - Perşani)
- Central East - Carpathian Nappes, Getic and Supragetic Nappes
- Outer Dacidian Flysch
- Neogene Volcanics
- Post - tectonic Formations



GENERAL STRUCTURAL SKETCH OF THE RARĂU AND HĂGHIMAŞ SYNCLINES

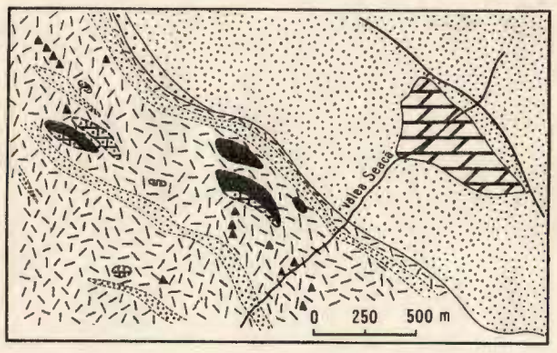
- Post - nappes Cover
- Transylvanian Nappes
- Bucovinian Nappe: a. Cristalline Formations, b. Sedimentary Formations
- Nappes of the Flysch Zone
- 1,2,3,4 Situation of the Detailed Geological Sketches





DETAIL GEOLOGICAL SKETCHES

LEGEND



POST - NAPPES COVER

- Bîrnadu Conglomerates

TRANSYLVANIAN NAPPES

- Jurassic - Lower Cretaceous; a. Urgonian
- Middle Trias
- Lower Trias
- Ophiolites; a. Ultramafics, b. Mafics

BUCOVINIAN NAPPE

- Wildflysch Formation (Up. Barremian - Albian) a. Sedimentary klippen (cf. legend of the Transylvanian Nappes)
- Muncelu Conglomerates (Hauterivian 2)
- Pojorîta Flysch (Tithonian - Berriasian)
- Trias - Jurassic
- Cristalline Formations

INFRABUCOVINIAN OUTLIER

- Middle Trias, Tithonian, Neocomian

NAPPES OF THE FLYSCH ZONE

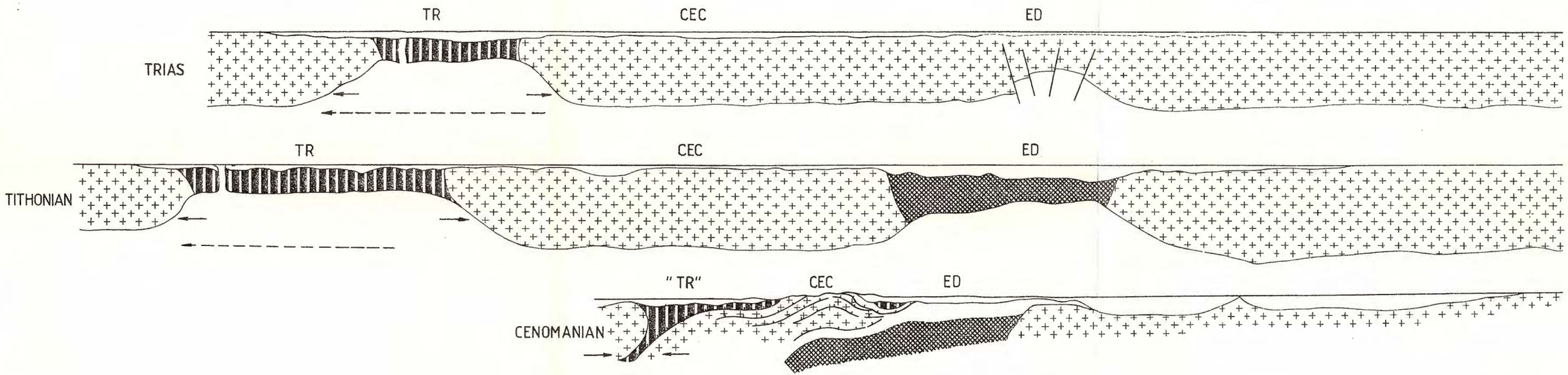
- Cretaceous Flyschs
- Nappe
- Ouverthrust fault
- Vertical and/or wrench fault

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

M. SĂNDULESCU

PALINSPASTIC EVOLUTION OF THE TRANSYLVANIDES AND EASTERN DACIDES



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 115—122

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASUPRA UNOR CORELAŢII DINTRE INFORMAŢII DE NATURĂ GEOLOGICĂ, GEOFIZICĂ, GEOCHIMICĂ ŞI BIOGEOFIZICĂ OBŢINUTE ÎN VALEA BĂII (MUNŢII BIHOR) [1]

DE

SLOBODAN D. STOICI [2], ANDREI APOSTOL [3], DAN SVORONOS [3], GHEORGHE ANDRIESCU [4]

Complex geological researches. Geological, geochemical, geoelectrical, biogeophysical prospections. Prognosis. Apuseni Mountains. Codru Unit. Bihor Mountains.

Abstract

Correlation of Geological, Geophysical, Geochemical and Biogeophysical Investigations Carried Out in the Valea Băii Region (Bihor Mountains). Similar results given by various prospecting methods provide suitable approaches of the following exploration event and better knowledge of the metallogeny within the investigated region. Such methodological complex displayed in the Valea Băii region (Bihor Mountains) by using simultaneous geological mapping, geochemical, geoelectrical and biogeophysical prospecting provided significant information in order to delineate an area of economic interest which is to be explored in detail.

Practica geologică contemporană impune ca rezolvarea problemelor legate de punerea în evidenţă a unor acumulări de substanţe minerale utile să se facă printr-un program de prospecţiuni complex, rapid şi economic.

Suprapunerea rezultatelor obţinute prin mai multe metode de cercetare, atrage după sine o mai mare siguranţă în planificarea lucră-

[1] Predată la 17 mai 1979, acceptată pentru publicare la 18 mai 1979, comunicată în şedinţa din 25 mai 1979.

[2] Centrul de cercetări şi proiectări pentru metale radioactive, Măgurele, Bucureşti.

[3] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

[4] Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

rilor de explorare, o mai mare încredere în finanţarea acestora şi o apreciere mai completă asupra potenţialului minier al zonei investigate.

Lucrarea prezentată încearcă să utilizeze o astfel de metodologie pentru cercetarea unui sector minier de mult abandonat şi a zonelor din imediata lui vecinătate (S t o i c i et al., 1971).

După ce au fost consultate o serie de date geologice şi miniere din literatura de specialitate veche, s-a trecut la cercetarea geologică de detaliu, investigarea haldelor lucrărilor miniere abandonate şi prospectarea unei suprafeţe de 1 km^2 prin metode geofizice, geochimice şi biogeofizice. O atenţie deosebită a fost acordată şi cercetărilor cu privire la posibilităţile practicii biogeofizice comparativ cu rezultatele metodelor clasice de prospecţiune.

Datele obţinute justifică eforturile investite, permiţînd o optimizare a programului de explorare prin foraje şi lucrări miniere la care se adaugă şi redeschiderea unor galerii vechi.

Date generale

Sectorul cercetat, denumit Valea Băii, este situat la sud de localitatea Băiţa Bihorului, în lungul a doi afluenţi ai văii Vărzari, valea Băii şi valea Chieşului, la poalele culmii Măgura Băiţa.

Date despre activitatea minieră îi datorăm lui P o š e p n y (1874), care a întreprins totuşi cercetări geologice şi miniere mai tîrziu decît perioada de maximă activitate din acest sector, considerată a fi secolele XVII şi XVIII. Planul minei Valea Băii întocmit de P o š e p n y (1874) a rămas pînă astăzi unicul document minier asupra acestei zone. Autorul menţionează substanţele minerale care au făcut obiectul exploatărilor timp de aproape două veacuri, mineralizaţiile secundare de cupru şi aşa numitele „minerale mate" incluse în cuarţ, „vine" de plumb şi „pălării de fier".

Dacă se urmăreşte modul de dispunere a principalelor lucrări miniere indicate în planul vechii mine Valea Băii, este evident faptul că acestea urmăresc o direcţie NE-SV, a cărei semnificaţie geologică a apărut în urma cercetărilor întreprinse de autori.

Cadrul geologic

Privit sub raport geologic-petrografic, sectorul Valea Băii se caracterizează prin prezenţa unui complex metamorfic constituit cu predominanţă din sernifiite paleozoice precum şi din gresii şi microconglomerate cuarţifere werfeniene (fig. 1).

Sernifitele, rocile cu cea mai mare răspîndire în perimetrul cercetat, sînt constituite din elemente rulate şi laminate de cuarţ, din lamele de muscovit şi sericit, toate înglobate într-un ciment argilos, limonitic şi caolinos, străbătut pe alocuri de filonaşe de cuarţ.

Gresiile şi microconglomeratele werfeniene sînt constituite cu precădere din elemente de cuarţ rulat, incluse într-un ciment argilos-silicios, mai rar carbonatic.

Institutul Geologic al României

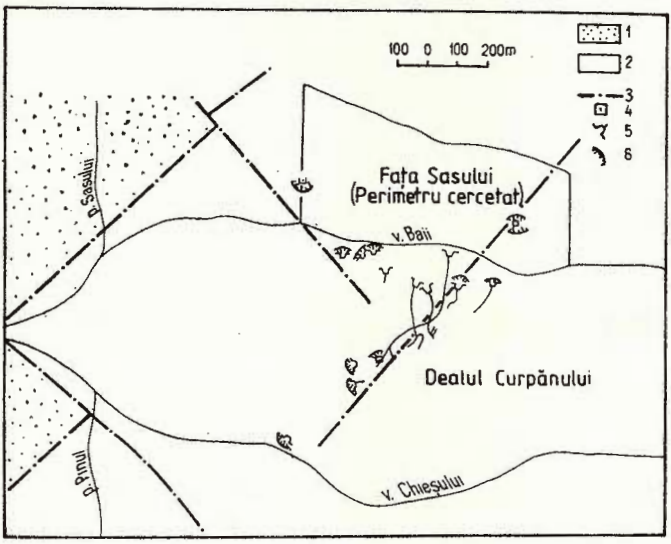


Fig. 1. — Schița geologică a sectorului Valea Băii (S. Stoici, 1972).
1, Werfenian ; 2, Paleozoic ; 3, fracturi ; 4, puțuri vechi, 5, galerii vechi ; 6, halde vechi.
Esquisse géologique du secteur de Valea Băii (S. Stoici, 1972).
1, Werfénien ; 2, Paléozoïque ; 3, fractures : 4, puits anciens ; 5, galeries anciennes ; 6, stériles anciens.

Cele două formațiuni sînt delimitate tectonic printr-o fractură NE-SV și pot fi urmărite în afara limitelor perimetrului, către localitatea Băița Bihorului și către valea Rudăresei. În afara acestei linii tectonice majore, apar o serie de fracturi secundare, greu de identificat. O asemenea fractură orientată NE-SV a fost evidențiată în cursul cartării de detaliu a sectorului Valea Băii, în compartimentul sernifitelor.

De astfel de structuri secundare, dar mai ales de așa numitele noduri structurale minore create de intersecția acestor fracturi, sînt legate, în general, mineralizațiile care apar în zonă. Aceste mineralizații au fost „reconstituite", deocamdată, după eșantioanele recoltate din vechile halde, care atestă prezența unor minerale metalice primare și a unora din produsele lor secundare (calcopirită, tetraedrit, bornit, covelină, calcozină, azurit, malachit, pirită, magnetit, oligist, limonit).

Mineralizațiile au fost generate de un pluton laramic situat în zona de adîncime a acestui sector, care a produs un metamorfism de contact izochimic și alochimic. Acest corp intruziv indicat și de datele prospecțiunii gravimetrice (C. Sava, 1975)[5], a fost interceptat de un foraj de referință la o adîncime de 940 m, la numai 3 km NE de vechea mină Valea Băii.

[5] Arh. IGPSMS, București.

Institutul Geologic al României

Cercetări geochimice

După elucidarea structurii geologice obținută din cartarea de detaliu a reieșit faptul că versantul drept al văii Băii prezintă condiții favorabile impuse de metodica de prospectare geochimică.

În această zonă, după cum rezultă din harta întocmită de P o š e p n y (1874), au fost executate în trecut numai două puțuri de mică adîncime, amplasate în baza versantului. Perimetrul ales este despărțit de mina Valea Băii printr-o vale și nu este străbătut de nici un drum de acces pe care s-ar fi putut transporta minereu.

O altă condiție favorabilă aplicării prospecțiunii geochimice a constituit-o pătura de sol cu grosime de 0,5—3,0 m, care a permis recoltarea probelor la o adîncime constantă.

Harta geochimică cuprometrică conturează o serie de anomalii de ordinul 0,03% pe un front general de 0,015% Cu (fig. 2).

Compararea datelor geochimice cu cele geologice și biogeofizice indică o corelare, principala anomalie geochimică fiind obținută în zona nodului structural minor din limita estică a perimetrului cercetat. În această zonă condițiile geologice prezintă o asemănare izbitoare cu centrul vechei mine Valea Băii, unde prezența mineralizațiilor este atestată de documente istorice.

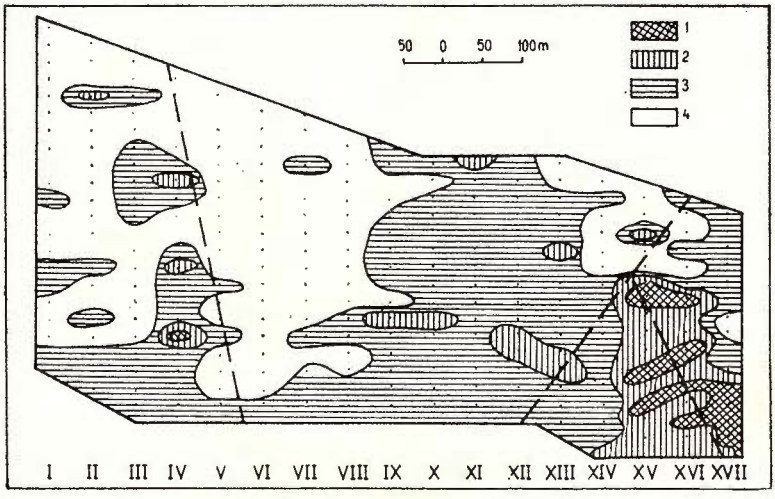


Fig. 2. — Planul geochimic cuprometric al perimetrului Valea Băii (S. S t o i c i, 1971).

1, aureole gr. I > 0,030%; 2, aureole gr. II — 0,025—0,030%; 3, aureole gr. III — 0,019—0,025%; 4, fond geochimic, prag geochimic — 0,018%.

Plan géochimique cuprométrique du périmètre de Valea Băii (S. S t o i c i, 1971).

1 auréoles Ier degré > 0,030%; 2, auréoles II-ème degré — 0,025—0,030%; 3, auréoles III-ème degré — 0,019—0,025%; 4, fond géochimique, seuil géochimique — 0,018%.

Institutul Geologic al României

Cercetări geoelectrice

Independent de cercetările geochimice și biogeofizice, pe aceleași profile de lucru au fost întreprinse măsurători geoelectrice prin metoda polarizației induse, metodă care și-a găsit în ultimii ani o aplicare din ce în ce mai mare în prospectarea mineralizațiilor de sulfuri polimetalice.

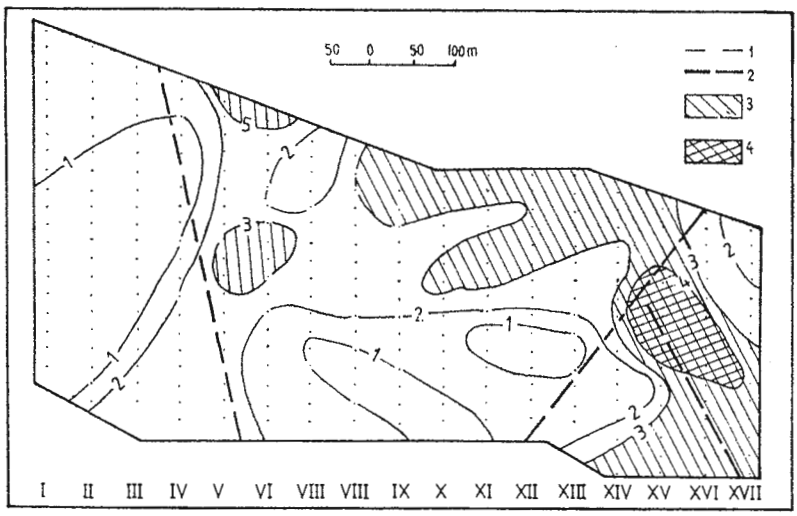


Fig. 3. — Planul cu distribuția valorilor de efect de frecvență în perimetrul Valea Băii (Gh. Andriescu, 1972).
1, izolinie de efect de frecvență; 2, fracturi și limite tectonice; 3, anomalii de efect de frecvență între 3 și 4%; 4, anomalii mai mari de 4%.
Plan avec la distribution des valeurs d'effect de fréquence dans le périmètre de Valea Băii (Gh. Andriescu, 1972).
1, izoligne d'effect de fréquence; 2, fractures et limites tectoniques; 3, anomalies d'effect de fréquence entre 3 et 4%; 4, anomalies plus grandes que 4%.

Distribuția valorilor efectului de frecvență (fig. 3) determină o serie de anomalii de maxim, principala anomalie conturînd nodul structural minor evidențiat atît printr-o anomalie cuprometrică cît și prin intersecția a două axe de semnale biogeofizice.

Cercetări biogeofizice

Orientarea judicioasă a galeriilor vechei mine Valea Băii într-un sector monoton sub aspect geologic și greu de investigat datorită lipsei aflorimentelor și păturii groase de sol, ne atrage atenția asupra mijloacelor de prospecțiune din secolele XVII și XVIII. Un astfel de procedeu,

Institutul Geologic al României

a cărei eficiență practică surprinde și astăzi, îl reprezintă prospecțiunea biogeofizică, menționată de Agricola (1556) în folosința minerilor încă din secolul XVI.

Această metodă cunoscută în zilele noastre sub numele de „biofiziceskii efekt" sau „dowsing reaction", evidențiază în zonele miniere atît fracturile purtătoare de mineralizații cît și cele sterile (Apostol, Dumitrescu, 1976).

Rezultatele obținute prin metoda biogeofizică remarcă lipsa unor semnale în zona centrală a perimetrului, acestea dezvoltîndu-se în limita de vest și mai ales în cea de est a sectorului. Dacă se unesc centrele acestor semnale se obțin trei axe orientate NV-SE și NE-SV puse pe seama unor fracturi secundare în compartimentul sernifitelor. Intersecția a două asemenea axe, în limita de est a perimetrului, este interpretată a fi datorată unui nod structural minor.

Dacă se compară aceste rezultate cu datele geologice din figura 1, se constată corelarea unui ax biogeofizic (fig. 4) cu o fractură geologică secundară, cartată în compartimentul sernifitelor.

Două axe, prelungite ipotetic către versantul stîng al văii Băii, se intersectează în zona centrală a vechei mine, unde, pe baza acestor

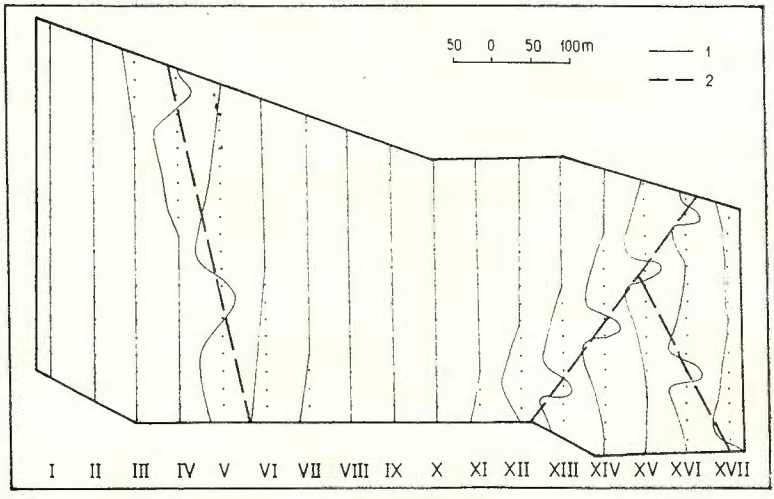


Fig. 4. — Profile biogeofizice în perimetrul Valea Băii (A. Apostol, D. Svoronos, 1972).

1, semnal biogeofizic la scară arbitrară; 2, axul semnalelor biogeofizice.

Coupes biogéophysiques dans le périmètre de Valea Băii (A. Apostol, D. Svoronos 1972).

1, signal biogéophysique à l'échelle arbitraire; 2, axe des signaux biogéophysiques.

Institutul Geologic al României

observații se poate face presupunerea existenței unui alt nod structural minor. În schimb, contactul werfenian-paleozoic nu se reflectă în planul cu semnale biogeofizice.

Concluzii

Din cele relatate se poate trage concluzia că rezultatele obținute folosind mai multe metode de cercetare converg pe anumite suprafețe din cuprinsul perimetrului investigat, suprafețe care pot fi considerate zone de perspectivă pentru existența unor mineralizații de sulfuri metalice.

BIBLIOGRAFIE

Agricola (1556) De re metalica. Basel.

Apostol, A., Dumitrescu I. Fl., (1976) Măsurători radiotelemetrice ale variației diurne a semnalului dowsing. *Stud. tehn. econ.* D, 11, București.

Pošepny F. (1874) Studie der Erzlagerstätten von Rézbánya. *Ung. Géol. Ges.* 186 p. Budapest.

Stoici S., Anastase H., Stoici Z. (1971) 700 de ani de activitate minieră în bazinul Băița-Bihor. *Rev. Minelor* 4, p. 220—221, București.

SUR QUELQUES CORRÉLATIONS DES INFORMATIONS DE NATURE GÉOLOGIQUE, GÉOPHYSIQUE, GÉOCHIMIQUE ET BIOGÉOPHYSIQUE ACQUISES DANS LA VALEA BĂII (MONTS BIHOR)

736575

(Résumé)

La pratique géologique contemporaine impose que la solution des problèmes liés à la mise en évidence des accumulations de substances minérales utiles suive un programme de prospections complexe, rapide et économique.

L'analyse en commun des données résultées d'un programme complexe de prospection a été expérimentée dans un périmètre réduit — la vallée Băii des Monts Bihor.

a) Le lever géologique de détail a mis en évidence dans ce périmètre la présence d'un complexe métamorphique de serniphytes paléozoïques et d'un compartiment à grès et microconglomérats werféniens, délimités tectoniquement par une fracture NE-SO. Dans les serniphytes, on a identifié aussi des fractures secondaires orientées NO-SE et NE-SO, leur intersection ayant une importance pratique.

Institutul Geologic al României

b) Les principales auréoles cuprométriques ont été délimitées dans la zone des intersections des fractures secondaires (fig. 3).

c) La distribution des valeurs de l'effet de fréquence (fig. 4) a déterminé une série d'anomalies de maximum, dont la principale coïncidait avec l'intersection des fractures secondaires, évidenciée également par l'anomalie cuprométrique.

d) Les résultats acquis par la méthode biogéophysique soulignent la présence de certains signaux surtout dans la partie est du périmètre (fig. 5), les informations de cette nature s'accordant avec celles géologiques, géochimiques et géophysiques.

Les données obtenues justifient les efforts faits, en permettant une optimisation du programme d"exploration par forages et travaux miniers.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 123—145

DATE GEOLOGICE DE DETALIU PRIVIND SECTORUL DINTRE VALEA COVASĂU ŞI VALEA VÎRGHIŞULUI ŞI IMPLICAŢIILE LOR REGIONALE [1]

DE

MIHAI ŞTEFĂNESCU, MARINA ŞTEFĂNESCU [2]

Flysch. Barremian. Olistostroma. Overthrust nappes. Vîrghiş Unit. Paleotectonics. East Carpathians. Internal flysch zone. Perşani Mountains.

Sommaire

Données géologiques de détail sur le secteur situé entre les vallées du Covasău et du Vîrghiş et leurs implications régionales. Les auteurs présentent une succession composée de dépôts sous faciès de flysch (flysch de Stejaru), surmontés par des dépôts catastrophiques (l'olistostrome de Pîrîul Părului), caractérisant une certaine unité tectonique, dénommée par eux „l'unité de Vîrghiş". Ils discutent l'appartenance à la zone cristallino-mésozoïque des bassins dépositionnels correspondant aux flysch de Stejaru et Baraolt.

În lucrarea de faţă vor fi expuse rezultatele cercetărilor preliminare efectuate în anul 1978, între valea Covasău şi valea Vîrghişului, în vederea redactării foii Chirui a hărţii geologice a R.S.R., scara 1 : 50.000

Zona ce constituie obiectul acestei lucrări reprezintă terminaţia septentrională, la zi, a depozitelor mezozoice ce aflorează în munţii Perşani. Ea prezintă un interes deosebit deoarece constituie o punte de legătură cu depozitele similare ce aflorează la nord de formaţiunile lanţului vulcanic, pe terminaţia sudică a munţilor Hăghimaşului.

Din suprafaţa examinată acum de noi, cercetările anterioare au fost îndreptate, în special, asupra depozitelor aparţinînd „pînzei bucovinice" şi mai puţin asupra celor în facies de fliş. De data aceasta, noi ne-am

[1] Predată la 11 decembrie 1978, acceptată pentru publicare la 20 ianuarie 1979, comunicată în şedinţa din 26 ianuarie 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

axat cercetările asupra depozitelor în facies de fliş, fără însă a neglija pe cele de la interiorul lor. Vrem să menţionăm că nu am insistat asupra separaţiilor de detaliu (nivele de brecii calcaroase, olistolite) din formaţiunea de Wildflysch şi nici a celor din pînzele transilvane, întrucît scopul principal al studiului nostru erau depozitele în facies de fliş.

La regiunea în discuţie se referă lucrări aparţinînd atît cercetătorilor care au studiat-o în mod direct — Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu (1965 [3], 1969), cît şi a altora ce au lucrat în detaliu regiuni învecinate — Mircea Ilie (1954), Ileana Popescu (1970), precum şi diferite lucrări cu caracter mai general — Băncilă (1958), Patrulius, Ştefănescu, Elena Popa, Ileana Popescu (1968), Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu (1966, 1969), D. Patrulius et al. (1969 [4]), Săndulescu (1973a, 1976b).

Analiza tuturor datelor din lucrările privind regiunea cercetată ar ocupa un spaţiu prea mare faţă de scopul pe care ni l-am propus, fapt pentru care ne-am limitat la a le cita pe cele mai importante (care conţin atît bibliografii largi cît şi comentariile lucrărilor anterioare) încă de la începutul expunerii, urmînd ca pe parcursul ei, în cadrul fiecărui capitol să menţionăm, în mod special rezultatele care ne-au fost de un real folos şi pe care le-am preluat în această lucrare.

STRATIGRAFIE

Pentru simplificarea şi sistematizarea expunerii, vom descrie alcătuirea şi vîrsta formaţiunilor cartografiate, grupate pe unităţi tectonice.

A) Pînza Bucovinică

De la început ţinem să subliniem faptul că, stratimetria (pl. II) şi vîrsta depozitelor, mai puţin primul termen, aparţinînd pînzei bucovinice, corespund succesiunii stabilite de Patrulius et al. (1965 [5], 1969).

1. *Strate de Lunca*

Variaţia conţinutului şi vîrsta stratelor de Lunca este discutată pe larg în lucrările lui Patrulius et al. (1965 [6], 1969), Săndulescu (1973b, 1975). În regiunea studiată de noi substratul normal al depozitelor pe care le-am atribuit stratelor de Lunca lipseşte, fapt pentru care o corelare perfectă este imposibil de făcut. Totuşi, pe baza alcătuirii litologice, depozitele în discuţie pot fi asemuite cu ceea ce Patrulius et al. (1965, 1969) au descris drept orizontul filişului calcaros (strate de Lunca superioare). De menţionat însă că pe profilele examinate de noi nu am întîlnit apariţiile de „strate cu *Aptychus*" pe care le menţionează Patrulius et al. (1969). De asemenea, prin poziţia lor geometrică, imediat sub formaţiunea de Wildflysch şi prin prezenţa cîtorva intercalaţii

[3] Arh. IGG, Bucureşti.

[4] Arh. IGG, Bucureşti.

[5], [6] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

de gresii groase, depozitele în discuție amintesc și „flișul grezo-calcaros și calcarenitic" din zona Hăghimașului de sud (P a t r u l i u s et al., 1969), dar așa cum vom vedea mai departe, vîrsta depozitelor întîlnite în regiunea cercetată de noi, nu pledează în favoarea unei atari corelări. În regiunea Comana, de sub formațiunea de Wildflysch aflorează o succesiune de depozite, descrise sub numele de „flișul calcarenitic verzui", (P a t r u l i u s, P o p a, P o p e s c u, 1966), strate de Pojorîta (S ă n d u l e s c u 1973a, 1976) și formațiunea de Comana (P a t r u l i u s et al., 1976). Depozitele care ne interesează pe noi se deosebesc de cele grupate sub denumirile anterioare, prin prezența marnocalcarelor și lipsa totală (neobservate pînă la această dată) a accidentelor silicioase.

Ținem să scoatem în evidență faptul că din punct de vedere structural și stratigrafic, stratele de Lunca din regiunea noastră corespund cu ceea ce au descris S ă n d u l e s c u și S ă n d u l e s c u (1965) sub acest nume și numai cu partea superioară a stratelor de Lunca în sensul P a t r u l i u s et al. (1969).

Depozitele atribuite de noi stratelor de Lunca sînt dezvoltate în facies de fliș (șistos, calcaros) și sînt constituite din următoarele elemente litologice : șisturi marnoase cenușii, marne cenușii sau albicioase, fin micacee, marnocalcare gălbui-albicioase (3—20 cm), gresii fine, marnoase, cu structură laminară oblică și mecanoglife, uneori loadcastate, gresii calcaroase de 4—15 cm, de culoare cenușiu-închisă, gresii polimictice, gradate cu grosimi pînă la 40 cm ce se grupează într-un pachet de 20 m grosime, situat pe partea superioară a jumătății inferioare a succesiunii.

Succesiunea cea mai completă a stratelor de Lunca am întîlnit-o în profilul văii Părului (Körtöves), celelalte profile oferind numai părți din aceste strate, de obicei mult reduse tectonic, în bază.

Partea superioară a stratelor de Lunca aparținînd terminației sudice a pînzei bucovinice din segmentul oriental al Carpaților, este atribuită de P a t r u l i u s et al. (1969) intervalului stratigrafic Tithonic superior-Valanginian.

Cercetările efectuate ne-au furnizat cîteva resturi de fosile : *Berriasella* aff. *callisto* (d'O r b), *?Protancyloceras* sp., (punct fosilifer 1), *Neolissoceras* aff. *grasianum* (punct fosilifer 3), *Lithoceras* sp. (punct fosilifer 2), *Lamellaptychus mortilleti* (P i c t e t et L o r i o l), (punct fosilifer 2, 4), *Lamellaptychus* cf. *herthae* (W i n k l e r), (punct fosilifer 3), *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t e r s) var. *atlantica* H e n n i g (punct fosilifer 5).

Marnele siltice și marnocalcarele conțin teste de tintinide, ce aparțin următoarelor genuri și specii : *Crassicolaria* sp. și *Calpionellopsis* sp. sub pachetul cu gresii groase (pl. II) ; *Tintinnopsella carpathica* (M u r g. et F i l.), *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) și *Calpionellopsis simplex* (C o l.) la nivelul gresiilor groase ; *Calpionellopsis oblonga* (C a d.), 40 m peste gresiile masive și 10 m peste nivelul cu *Berriasella* aff. *callisto*.

Materialul paleontologic citat anterior se grupează în intervalul Berriasian (superior)-Valanginian. Întrucît însă, primele argumente paleontologice de care dispunem nu se află la baza extremă a succesiunii, nu

Institutul Geologic al României

putem exclude nici posibilitatea ca întreg Berriasianul şi poate chiar o parte a Tithonicului să fie prezentate în seria în discuţie. Întrucît, pentru Tithonic, probele paleontologice lipsesc complet, vom considera că în regiunea cercetată, depozitele considerate strate de Lunca au o vîrstă berriasian-valanginiană.

2. *Formaţiunea de Wildflysch*

Atît în regiunea ce ne interesează cît şi în cele învecinate, au fost făcute analize şi descrieri de detaliu ale formaţiunii de Wildflysch şi a olistolitelor asociatei de către următorii autori : Patrulius et al. (1962, 1965 [7], 1966, 1969) şi Săndulescu (1967, 1972, 1975a).

Formaţiunea de Wildflysch este constituită, de fapt, din depozite în facies de fliş şistos sau grezo-şistos care, aproape simultan cu depunerea, din cauza unor alunecări submarine, şi-au pierdut în parte stratificaţia iniţială, dezagregarea lor mergînd uneori pînă la adevărate brecii sedimentare. Aceste fenomene au fost însoţite de un aport important de material exotic (calcare mezozoice, roci bazice etc.) care a fost înglobat fie ca elemente individuale (olistolite) în Wildflysch, fie sub forma unor nivele de brecii cu dezvoltare lenticulară intercalate în acesta.

Vîrsta formaţiunii de Wildflysch variază de la o regiune la alta, ea fiind tot mai cuprinzătoare cu cît ne deplasăm spre nord de-a lungul pînzei bucovinice, după cum urmează : Barremian-Bedoulian în munţii Perşani (Patrulius et al., 1966) ; Barremian-Apţian în partea meridională a munţilor Hăghimaş (Patrulius et al., 1966, 1969) ; Barremian-Albian în munţii Hăghimaşului (Săndulescu, 1967, 1972) şi tot Barremian-Albian în bazinul văii Moldovei (Mutihac şi Bratu, 1965).

Întrucît pe tot teritoriul munţilor Perşani, de care aparţine din punct de vedere structural şi evolutiv sectorul cercetat de noi, peste formaţiunea de Wildflysch urmează depozite apţiene, noi vom adopta pentru formaţiunea în discuţie aceeaşi vîrstă ca şi Patrulius et al. (1966), adică barremian-bedouliană.

B) Cuvertura post-tectonică a unităţilor cu tectogeneză pregargasiană

Peste depoziele descrise anterior în cadrul pînzei bucovinice, cît şi peste lambourile pînzei de Perşani ce încalecă formaţiunea de Wildflysch, se dispune discordant o stivă groasă de depozite ce este compusă din doi termeni care, în ordinea vîrstei, sînt următorii : conglomerate şi flişul cu orbitoline (Patrulius et al., 1965 [8]).

1. *Conglomerate*

În cadrul acestei separaţii au fost grupate toate conglomeratele situate între formaţiunea de Wildflysch şi flişul cu orbitoline. Ne referim la o stivă de conglomerate polimictice, masive, în care o mare parte a

[7] *Op. cit.* pct. 3.

[8] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

elementelor este reprezentată de cuarțitele albe și negre, dar care conțin și klippe sedimentare de calcare jurasice și urgoniene.

2. *Flișul cu orbitoline*

Geometric peste conglomeratele anterioare, fără însă ca în perimetrul cercetat să se poată observa direct contactul, se dispune o serie de fliș compusă dintr-o alternanță de marne cenușii-albicioase, uneori siltice și calcarenite de 5—65 cm grosime, gradate, cu hieroglife și orbitoline pe fața inferioară. Uneori, spre partea superioară a succesiunii, apare intercalat un calcirudit de aproximativ 2,5 m, constituit din aceleași elemente ca și calcarenitele. Spre partea inferioară a flișului cu orbitoline, materialul calcaros scade treptat, fiind înlocuit de șisturi cristaline și fragmente de cuarț, marcînd astfel parcă, trecerea de la conglomeratele masive.

Pentru cuvertura post-tectonică în discuție vom adopta vîrsta stabilită de P a t r u l i u s et al., 1965, adică gargasian-clansayesiană.

C) Unitatea de Vîrghis

Depozitele în facies de fliș, ce aflorează între văile Vîrghiș și Cormoș, au fost considerate de cea mai mare parte a cercetătorilor ca aparținînd pînzei de Ceahlău. De la această regulă fac excepție Ș t e f ă n e s c u (1970) și S ă n d u l e s c u (1973a), care le atribuie pînzei de Baraolt. Examinarea lor detaliată ne-a permis să stabilim că, deși conțin elemente comune (marnocalcarele) atît cu stratele de Sinaia cît și cu seria de Baraolt, ele se deosebesc totuși substanțial de acestea, atît prin compoziție, cît și ca succesiune, ceea ce ne-a determinat să le descriem sub o denumire litostratigrafică aparte și anume : „flișul de Stejaru". El este urmat de o stivă de depozite catastrofice pe care le vom descrie ca „Olistostroma[9] de Pîrîul Părului" (Körtöves). Aceste două formațiuni participă la alcătuirea unității de Vîrghiș în regiunea studiată de noi (pl. II).

1. *Flișul de Stejaru*

Denumirea provine de la valea Stejarului care, prin prelungirea sa sudică, valea Sighi Borviz, se varsă în valea Cormoș la Doboșeni. Ambele orizonturi separate în flișul de Stejaru sînt bine descrise pe profilul văii cu același nume.

a) *Orizontul calcaros*

Cel mai vechi termen cunoscut în unitatea de Vîrghiș este reprezentat de un fliș calcaros la alcătuirea căruia participă : gresii cenușii, gradate, cu grosimi mici și medii, cu urme de curenți pe fața inferi-

[9] Întrebuințăm termenul de „olistostromă" în sensul în care este folosit acum în Apenini (E. A b b a t e et al., 1970).

Institutul Geologic al României

oară ; grezo-calcare cu grosimi medii, gălbui, curbicorticale la partea superioară şi care trec la marne calcaroase, cu spărtură concoidală, gălbui cu grosimi uneori ce depăşesc 1 m ; marnocalcare albe cu grosimi de pînă la 1 m, sau de 20—40 cm, dar grupate în pachete groase ; marne, uneori siltice, de culoare cenuşie-deschisă. Pachete de fliş cu gresii subţiri şi medii, plus marnocalcare subţiri, alternează cu pachete în care marnele calcaroase şi marnocalcarele sînt larg dezvoltate.

Direcţiile şi sensurile paleocurenţilor, măsurate pe feţele inferioare ale gresiilor, indică faptul că transportul materialului detritic s-a făcut, în medie, de la nord spre sud.

Secţiunile subţiri executate pe marnocalcarele orizontului calcaros de pe valea Covasău, au furnizat foarte rare exemplare de *Calpionellopsis simplex* (Col.). Din partea inferioară a depozitelor identice cu flişul de Stejaru (atribuite de asemenea stratelor de Sinaia de către antecercetători, inclusiv Ştefănescu, Popescu, Avram, 1977) ce afloreză în zona văii Muhor (în afara perimetrului cercetat) au fost determinate (Ştefănescu, Popescu, Avram, 1977) următoarele tintinide : *Crassicollaria massutiniana* (Col.), *Cr. parvula* Rem., şi numeroase forme de *Calpionella alpina* Lor. ; *Calpionella alpina* Lor. este cea mai frecventă.

b) *Orizontul grezo-calcaros*

Este alcătuit dintr-o alternanţă tipică de fliş : gresii cenuşii, polimictice gradate, cu grosimi ce variază de la 2—60 cm, cu urme de curenţi pe faţa inferioară, numeroase bioglife pe ambele feţe, cea superioară fiind de obicei ondulată ; marne cenuşii, uneori spre albicioase, cu spărtură neregulată ; marnocalcare albe şi gălbui, uneori cu fucoide, cu grosimi între 2 şi 25 cm. Cîte odată se intercalează micro-conglomerate cu grosimi pînă la 1,5 m. Elementele componente ale microconglomeratelor şi gresiilor provin în special din şisturi cristaline epizonale (şisturi cloritoase, cuarţuri albe şi negre) şi cu totul subordonate din calcare mezozoice. La 150 m de limita superioară şi pe aproximativ 100 m grosime, stratele de gresii capătă o dezvoltare mare (2 m) şi sînt asociate cu microconglomeratele. Grupările de gresii groase sînt separate de pachete de fliş cu intercalaţii de marnocalcare.

Direcţiile paleocurenţilor arată că transportul materialului arenitic s-a făcut din spre W şi WNW, adică pe o direcţie practic perpendiculară faţă de cea care a existat în timpul depunerii orizontului calcaros.

Din orizontul grezo-calcaros am recoltat din mai multe puncte (două pe un afluent stîng al văii Vîrghişului, punctele fosilifere 6,7 şi un altul chiar pe valea Stejarului, punctul fosilifer 8), toate situate, începînd din baza pachetului cu gresii masive, inclusiv, în jos, exemplare de *Peregrinella peregrina* BUCH.

Pe baza asociaţiilor micropaleontologice citate din orizontul calcaros şi a formelor de *Peregrinella peregrina* BUCH., am atribuit flişului de Stejaru o vîrstă tithonic-neocomiană.

Institutul Geologic al României

Depuis les sources du ruisseau Aluniș vers le Nord, les formations mésozoïques sont fortement chevauchées de l'Ouest par des schistes cristallins, appartenant autant à la série du gneiss de Rarău, ainsi qu'à la série de Tulgheș. L'ampleur de ce chevauchement est soulignée par la présence de quelques lambeaux de recouvrement constitués de schistes cristallins et de dépôts triasiques. Le lambeau de recouvrement le plus important affleure depuis les sources du ruisseau Tarnița, par le mt. Piciorul Clifelor, jusque dans le versant gauche du ruisseau Aluniș. A son extrémité nord il finit dans un perisynclinal ; à l'extrémité sud il est interrompu par une faille transversale importante — la faille Aluniș — qui soulève fortement le compartiment situé au Sud d'elle. Le deuxième lambeau de recouvrement est de dimensions plus petites et se développe sur Piciorul Clifelor, à l'Est du lambeau principal. Au-dessus des schistes cristallins de ce dernier, sur la crête Piciorul lung, entre les ruisselets Tarnița et Clifele, se conservent encore des formations sédimentaires, représentées par des grès et conglomérats quartzitiques werféniens et dolomies médiotriasiques.

Le chevauchement des schistes cristallins sur les formations mésozoïques, que nous dénommerons le chevauchement Clifele, est souligné également par le fait que plusieurs anticlinaux et synclinaux sont successivement recouverts (du Sud vers le Nord) par le plan de chevauchement. L'examen des stériles de quelques galeries creusées sur les affluents gauches du ruisseau Crucii, qui jaillissent d'au-dessous de Bîtca Oblînc et Piciorul Bîrsanului, galeries placées dans les schistes cristallins de l'Ouest de la trace du plan de chevauchement, nous a permis aussi de constater que ceux-ci ont pénétré des schistes cristallins en grès quartzitiques werféniens et/ou dolomies médiotriasiques. On peut en déduire que le plan de chevauchement Clifele a un pendage d'environ 45—50°, vers l'Ouest.

Au Sud du ruisseau Aluniș le plan de chevauchement Clifele ne peut plus être suivi sur le bord ouest des formations sédimentaires. La faille Aluniș le déplace probablement plus vers l'Ouest, au milieu des formations cristallines. Mais, l'existence du chevauchement au Sud de la faille Aluniș aussi semble être prouvée par la présence de deux petits lambeaux de recouvrement, l'un situé à l'Est — Sud-Est du mont Aluniș, le deuxième sur la crête entre Aluniș et le col Greben. Les deux lambeaux de recouvrement sont constitués de schistes cristallins. Sur les implications régionales du chevauchement Clifele nous reviendrons plus loin.

Le synclinal complexe ou le synclinorium Gemenea-Greben est compliqué par quelques plis du II-ème ordre, verticaux ou déversés vers l'Est. La partie la plus compliquée est celle située entre le sommet Bîtca Oblînc au Nord et Aluniș au Sud. Ici, de l'extérieur vers l'intérieur on peut distinguer le synclinal Piciorul Bîrsanului-Piciorul Clifele, dans lequel est coincé aussi le principal lambeau de recouvrement du chevauchement Clifele ; l'anticlinal Ouest Bîtca Oblînc-sources du ruisseau Tarnița, déversé vers l'Est et chevauchant le lambeau de recouvrement mentionné ; l'écaille Ouest sommet Tarnița. Au Sud du ruisseau Aluniș se

Institutul Geologic al României

prolonge spécialement le synclinal Piciorul Bîrsanului-Piciorul Clifele, les autres structures n'étant plus recognoscibles.

L'entier synclinorium Gemenea-Greben est affecté par de nombreuses failles transversales, dont nous remarquons particulièrement (du Nord au Sud) les failles : Piciorul Bîrsanului, Bîtca Oblînc, ruisseau Scăldători, Piciorul Lung-sommet Tarnița et enfin la faille Aluniș, qui en est peut-être la plus importante, en tout cas celle qui a le déplacement vertical le plus marqué. Probablement, ce n'est pas pur hazard que le gisement de barytine d'Ostra soit placé dans le proche voisinage de cette faille. Au Sud de la faille Aluniș on remarque aussi 7 failles transversales parallèles, dont le déplacement le plus important semble être celui de la faille la plus méridionale, du col de Greben, qui provoque un fort soulèvement du compartiment situé au Sud de celle-ci. A l'extrémité Nord du synclinorium Gemenea-Greben une autre faille transversale interrompt la continuité cartographique des formations mésozoïques. L'effet de cette faille est difficile à estimer. A la première vue la faille semble déterminer le soulèvement du compartiment siuté au Nord, où les dépôts triasiques affleurent au sommet Măgura. Mais, tant qu'il ne fût pas encore déterminé le sens de déplacement du plan de chevauchement Clifele au Nord de la faille mentionnée, il serait difficile de préciser la sens du mouvement le long de celle-ci.

Intersectant les structures plicatives, les fractures transversales s'avèrent avoir eu clairement une activité postérieure à la tectogenèse principale. L'examen de la distribution des différentes formations d'une part et de l'autre de certaines fractures permet toutefois de conclure que quelques unes en ont permis des déplacements succesifs, à des moments différents, le long de leur plan. C'est en premier lieu le cas des failles Aluniș et Piciorul Lung-sommet Clifele.

La faille Piciorul Lung-sommet Clifele a eu, avant la déposition des couches de Clifele, un mouvement par lequel le compartiment situé à sa partie sud a été soulevé, en favorisant l'érosion des dépôts triasiques et médio-jurassiques, ainsi que des radiolarites callovien-oxfordiennes. Ensuite, pendant les mouvements post-tectogéniques, la faille a subi un mouvement inverse, d'affaissement du compartiment.

La faille Aluniș a connu une évolution pareille, d'abord de soulèvement de son compartiment nord, ensuite d'affaissement post-tectogénique de celui-ci. En plus, il parait que la faille Aluniș ait joué un rôle assez bien exprimé également au cours du déroulement des mouvements de déformation plicative. On constate en effet qu'au Sud et au Nord de cette fracture transversale les plis ont des largeurs différentes: plus étroits au Sud et plus larges au Nord. La différence n'est pas déterminée par le niveau actuel d'érosion auquel on examine les deux compartiments, mais par la direction différente de la déformation. D'ailleurs, dans l'orientation des vergences aussi, la faille Aluniș s'avère être impliquée dans le processus-même de déformation plicative : au Sud de la faille apparaissent les seules vergences occidentales de tout le synclinorium Gemenea-Greben.

Institutul Geologic al României

En continuant l'analyse de la succession et du caractère des moments de déformation on ne peut pas ignorer le fait que les déformations plicatives semblent avoir été générées à deux moments différents ou au moins par deux impulses différents du même moment. Cette conclusion s'impose, si l'on considère le fait que le lambeau de recouvrement principal du chevauchement Clifele est plissé dans un synclinal déversé vers l'Est, coaxialement avec la structure plicative du synclinorium Gemenea-Greben. Nous sommes tentés de considérer que ce fait est dû plutôt à la prolongation du moment de déformation qui a provoqué le chevauchement Clifele, qu'à l'existence d'un autre moment de déformation, éloigné dans le temps. Ce raisonnement nous semble étayé par le caractère épigliptique du chevauchement Clifele, déroulé après le plissement du synclinorium Gemenea-Greben.

Les formations cristallinnes qui supportent normalement les dépôts mésozoïques du synclinorium chevauchent les dépôts de flysch de la nappe de Ceahlău. Au front de ce chevauchement se trouve entraîné le lambeau de rabotage Muncelu-Botușan. Sa structure de détail n'est pas compliquée. A peine quelques failles transversales plus importantes, affectant les schistes cristallins de l'Ouest du lambeau, viennent intersecter aussi ce dernier, en décalant la surface de chevauchement par laquelle il fait contact avec les couches de Sinaïa de l'extérieur.

Une analyse un peu plus approfondie mérite le problème de l'encadrement régional du chevauchement Clifele.

Partant de la ressemblance, tant du point de vue de sa constitution qu'aussi au point de vue de sa position structurale et géométrique, entre le lambeau de rabotage Muncelu-Botușan et les lambeaux de rabotage Gura Dămucului et Bîtca Rotundă, s'impose la considération qu'ils appartiennent à la même unité et qu'ils doivent être chevauchés de l'Ouest par une même unité. On arriverait ainsi logiquement à la conclusion que les formations cristallinnes et celles mésozoïques du synclinorium Gemenea-Greben qui les recouvrent appartiennent à la nappe bucovinienne. Dans ce contexte, le chevauchement Clifele représenterait une complication frontale de cette nappe et aurait rang de digitation, de même que la digitation Sadova, distinguée plus au Nord dans le synclinorium Rarău (Săndulescu, 1973).

Une fois accepté le schéma proposé, la question s'impose si le synclinorium Gemenea-Greben représente, ainsi que tous les chercheurs antérieurs l'ont cru, le prolongement structural du synclinorium Rarău. Il y a pourtant certains caractères lithologiques de la succession lithostratigraphique à s'opposer à un tel parallèle. En premier lieu il s'agit des couches de Clifele, inconnues dans le synclinal Rarău. Leur caractère de flysch et la constitution pétrographique des arénites participant à leur constitution plaideraient toutefois pour qu'on considère qu'elles détiennent une position paléogéographique intermédiaire entre la zone de sédimentation des couches de Pojorîta, plus interne, et la zone de sédimentation des formations tithonique (?)-néocomiennes des lambeaux de rabotage sub-bucoviniens mentionnés. Pour une telle interprétation plaide

Institutul Geologic al României

également la ressemblance entre les couches de Clifele et les formations détritiques constituant le lambeau de rabotage Lefele, situé à l'extérieur de la digitation Sadova (Săndulescu, 1973). D'ailleurs, maintenant qu'on connaît la situation de la région Tarnița-Ostra, nous nous demandons si le lambeau de rabotage Lefele peut être encore considéré comme appartenant aux éléments sub-bucoviniens ou s'il n'était plutôt mieux l'attacher à la partie frontale de la nappe bucovinienne, comme un vestige vers le Nord de la digitation Tarnița. L'absence des intercalations de marnes et marnocalcaires à Tintinnides entre les grès et les brèches du lambeau de rabotage Lefele soutient d'ailleurs l'interprétation proposée.

On arrive donc à la conclusion que le chevauchement Clifele pourrait représenter le front de la digitation Sadova et que les formations mésozoïques du synclinorium Gemenea-Greben, ainsi que les schistes cristallins de leur soubassement immédiat constitueraient une autre digitation de la nappe bucovinienne — la digitation Tarnița.

Nous allons nous arrêter un peu aussi sur les problèmes concernant les lambeaux de rabotage sub-bucoviniens et particulièrement le lambeau Muncel-Botușan. La reconnaissance à une assez grande distance d'un faciès constant à brèches et marnocalcaires à Tintinnides, situé dans le Néocomien et éventuellement dans le Tithonique, renforce l'idée que les éléments tectoniques auxquels les dépôts respectifs prennent part proviennent d'une zone de sédimentation assez bien individualisée. Nous avons considéré que ces lambeaux de rabotage ont été arrachés, au cours des processus de charriage, au domaine sub-bucovinien (Săndulescu, 1972, 1975). La découverte, au front de la nappe bucovinienne, des termes (couches de Clifele) avec affinités lithologiques par rapport aux éléments sub-bucoviniens nous affermissent dans l'idée que les lambeaux de rabotage proviennent des zones internes du domaine sub-bucovinien. On pourrait ainsi expliquer quelques non-concordances entre la constitution des lambeaux de rabotage et les successions sub-bucoviniennes qui sont ouvertes dans les fenêtres Valea Putnei, Tomești etc., surtout l'absence des dépôts brécheux tithono-néocomiens de ces dernières fenêtres.

BIBLIOGRAPHIE

Alexandrescu Gr. (1971) Studiul flișului cretacic intern și extern dintre valea Bistricioarei și valea Moldovei. Rezumat teză doctorat. Universitatea București.

Băncilă I., Agheorghiesei V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Moldovei și valea Suha Mare. *An. Com. geol.*, XXXIII, București.

Kräutner Th. (1933) L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XIX, Bucarest.

Pitulea G. (1965) Studiul stratigraphic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea-Ostra. *D. S. Com. Geol.*, LI/1, București.

Institutul Geologic al României

Săndulescu M. (1972) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. Rezumat teză doctorat. Inst. petrol, gaze, geologie. București.

— (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. geol.*, LIX/5, București.

— (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. geol. geof.*, XLV, București.

— (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII/5, București.

Tănăsescu Fl., Pitulea G., Băncilă Fl. (1964) Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea și Greben. *D. S. Com. geol.*, XLIX, 2. București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 103—114

Project 39 : Ophiolites of continents and comparable oceanic rocks

THE OPHIOLITES FROM THE RARĂU AND HĂGHIMAŞ SYNCLINES — THEIR STRUCTURAL POSITION, AGE AND GEOTECTONIC EVOLUTION [1]

BY

MIRCEA SĂNDULESCU [2], DOINA RUSSO-SĂNDULESCU [2]

Ophiolites. Nappes. Middle Cretaceous. Transylvanian Nappes. Ocean floor spreading. Ultrabasites. Radiolarites. Global tectonics. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Rarău-Giumalău Mountains. Hăghimaş-Giurgeu Mountains.

Sommaire

Les ophiolites des synclinaux de Rarău et de Hăghimaş — position structurale, âge, évolution géotectonique. L'analyse de la position tectonique et de l'âge des ophiolites associées aux nappes transylvaines des synclinaux de Rarău et de Hăghimaş permet de retracer l'histoire de l'ouverture du domaine transylvain. Débutant au Trias moyen, elle s'arrête au Tithonique (ou au Néocomien ?). La tectogenèse mésocrétacée, qui a engendré les nappes transylvaines, a déterminé aussi la consommation d'une partie de la croûte océanique du domaine transylvain.

The reasearches carried out in the last few years in the Crystalline-Mesozoic zone of the East Carpathians, based on older studies of one of the authors (Mircea Săndulescu) allowed us to bring new contributions concerning the structural position and age of the mafic and ultramafic rocks from "the outer marginal syncline". Concomitantly, petrological and geochemical studies have been made (Russo-Săndulescu et al., 1980), providing new details on the genesis of these rocks ; the results obtained allowed a more detailed approach of the geotectonic evolution of the origin area of the ophiolitic complex, too.

[1] Received 17 May 1979, accepted for publication 19 May 1979, presented at the Meeting of 22 May 1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1 Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

Historical Comments

The problem of the basic and ultrabasic rocks from the "marginal syncline" has been generally dealt with so far in some regional studies and only seldom studied in detail ; in this case the researches concern in fact relatively restricted regions.

Uhlig (1907) is the first who attempts a general interpretation of the mafic and ultramafic rocks from the "marginal syncline", which he considers of Triassic age, and of the discontinuous occurrences for which he supposed a tectonic origin. Later Atanasiu (1929), in Hăghimaş, accepts beside the Triassic age also the possibility of a Lower Cretaceous age for these rocks, like Kräutner (1931), in Rarău, who considers them all of Aptian age. Preda and Ilie (1940) attribute the basic rocks from the Rarău syncline the Triassic age, while I. Băncilă (1940), in Hăghimaş, is in favour of the Cretaceous age. Ilie (1957) divides the basic and ultrabasic rocks into three categories : Permian (connected with the radiolarites outcropping on the two flanks of the syncline, rocks which this author considered as Permian), Triassic and Turono-Senonian (the latter being connected with what is known today as the Eocretaceous Wildflysch Formation, compared by the quoted author with the Gosau facies).

Popescu and Patrulius (1964) admit the existence in Rarău of some mafic rocks of Cretaceous age (Barremian-Aptian, synchronous with the Wildflysch Formation) and of other allochthonous mafic rocks (sedimentary klippen) of Triassic age. I. Băncilă and C. V. Papiu (1962), discussing the age of the jaspers from the Hăghimaş syncline, attribute the basic rocks to the Lower Cretaceous. Mutihac (1968) accepts for the basic rocks from Rarău an „autochthonous" position and a Barremian-Aptian age with respect to the Wildflysch Formation. According to Mutihac, the serpentinites from Breaza belong to the Upper Cretaceous („Laramian") and are connected with the overthrust of the Crystalline-Mesozoic zone on the flysch zone.

Săndulescu (1973, 1975 a, b, 1976) considers the ultramafic rocks in an obvious allochthonous position, while, concerning the mafic ones, the presumes their two ways of occurrence : autochthonous and allochthonous with respect to the Wildflysch Formation. He notices the fact that the age of the ophiolites connected with the Transylvanian (allochthonous) series ranges from the Triassic to the Eocretaceous, in accordance with the development of the process of spreading type in the Transylvanian realm, the origin area of these allochthonous elements (Rădulescu, Săndulescu, 1973, Săndulescu, 1972, 1975 b, 1976).

Structural Position

The allochthonous character of the overwhelming majority of ophiolites from the Rarău and Hăghimaş synclines is supported by various arguments which we shall analyse in turn.

Institutul Geologic al României

It is known that the „outer marginal syncline" is a post-nappe structure (a syncline of nappes — Săndulescu, 1972, 1975) in which the highest tectonic elements are represented by the Transylvanian nappes, tectonically overthrusting the Eocretaceous (Upper Barremian-Albian) Wildflysch Formation, which belongs to the Bucovinian nappe (a basement nappe which is part of a more complex system of this type of nappes — the central East-Carpathian nappes system) (Săndulescu, 1967, 1975 a, b, 1976). Sedimentary klippen, belonging also to the Transylvanian series, are present at various levels in the Bucovinian Wildflysch Formation.

În the outcropping area of the Wildflysch Formation the mafic and ultramafic rocks occur as :

— nappe outliers — Glodu, Tătarca, Breaza, Măceș, the Pîrîul Cailor springs — all of them outcropping in the Rarău syncline ;

— nappe basal slides situated at the base of the Transylvanian nappes — to the north and west of the Cheile Bicazului chalet — in the Hăghimaș syncline ;

— bodies of the sedimentary klippe type varying in size and belonging to the Wildflysch Formation.

In the first two cases, the ophiolitic basic or ultrabasic rocks are associated with sedimentary rocks belonging exclusively to the Transylvanian series (either of the Hăghimaș nappe or the Perșani nappe). Sometimes, in the case of the isolated bodies in the Wildflysch mass too, the basic rocks are associated with sedimentary formations also of Transylvanian origin, thus proving that they are allochthonous sedimentary klippen. May this interpretation be applied to the isolated bodies of ophiolitic rocks ? We think that this interpretation is the only possible one for the ultramafic rocks. Also, all the basic rocks which are of the ocean floor basalt type (Russo-Săndulescu et al., 1980) and represent a great part of the mafites belonging to the Wildflysch Formation should be considered in allochthonous position, taking into account the fact that the Wildflysch Formation belongs to a crystalline basement nappe. The ophicalcite and schallstein klippen, with ultrabasite fragments, have obviously the same tectonic origin and the same position as the rocks they contain, being therefore allochthonous. As in schallstein there are together fragments of basic rocks displaying ocean floor characteristics, and also island arc and withinplate features (Russo-Săndulescu et al., 1980), we may now consider that all the ophiolitic rocks from the Wildflysch mass have an allochthonous position and belong to the Transylvanian realm.

The problem of the double origin of the basic rocks mentioned by one of us (Săndulescu, 1975 b, 1976) can be now solved, as shown above. The allochthonous character as well as the association with the Transylvanian series are features of the ophiolites lying also in some other areas beside the „marginal syncline", namely of those from the Perșani Mountains (Patrulius et al., 1966 ; 1971). Here

Institutul Geologic al României

both the ultramafic and especially the mafic rocks are closely connected with the Transylvanian Triassic formations of the Perşani nappe.

Of course the problem of the jasper and cinerite blocks and of the cinerite matrix of some breccias and conglomerates intercalated within the Wildflysch Formation still remains. These are cases (Izvorul Alb, Fundu Pojorîtei, Muntele Rarău) where the jaspers are clearly associated with basic rocks, forming together sedimentary klippen, or with rocks belonging to the Transylvanian series (Piatra Zimbrului in the Rarău syncline, Criminiş and the south-western side of the Piatra Crăpată Mountain, in the Hăghimaş syncline) (Popescu, Patrulius, 1964 ; Săndulescu, 1975 a). One can therefore state that at least a part of the jaspers of the Wildflysch Formation (in addition to those quoted above) have also an allochthonous position.

Undoubtedly there are jaspers also in the Bucovinian series and even at several levels (Săndulescu, 1972, 1973, 1975 a). The youngest of the latter seems to be situated at the base of the Wildflysch (overlying the Tătarca breccia in the Rarău syncline and the „infrajaspic" breccias in Hăghimaş), therefore of Eocretaceous age, there existing the possibility of its lateral lithological change into the common Wildflysch rocks.

The presence of the cineritic, basic matrix, of some conglomerates intercalated within the Wildflysch can be interpreted in two ways : (1) it is due to eruptions synchronous with the moment of the conglomerate deposition, or (2) it comes from the older, redeposited cineritic material that resulted from the destruction of some sedimentary klippen or blocks belonging also to the Transylvanian series. The same two hypotheses could explain also the origin of some larger basic cineritic blocks or bodies included in the Wildflysch Formation.

Summing up the remarks made so far we can conclude that the nappe outliers and the nappe basal slides together with the ophiolitic bodies imbedded in the Wildflysch Formation have also an allochthonous position, belonging to the Transylvanian series too.

Two particular situations do not correspond to this interpretation. It is a question of the basic and ultrabasic rocks from the northern side of the Chicera Mountain and a small amygdaloidal spilite vein that crosses the jaspers from Lacu Roşu. In both cases the magmatic rocks are associated with sedimentary formations of the Bucovinian series which are older than the Wildflysch.

On the northern side of the Chicera Mountain, listvenites and spilites (Russo-Săndulescu et al., 1980) outcorp in an area of about 400 m^2, surrounded by Middle Jurassic sandstones and gritty limestones from the Bucovinian series ; no thermal contact could be noticed (maybe also because of the vegetation covering the field). We may have in view two hypotheses for the explanation of the position and origin of these rocks : (1) they constitute bodies intruded in the Bucovinian realm or (2) they are in tectonic position, belonging to the Transylvanian realm.

Institutul Geologic al României

The first hypothesis seems to be supported by the nature of the spilites, which are of the type of the basic rocks generated in volcanic chains connected with subduction zones, although such mafite types have been also found in the Transylvanian realm (Russo-Săndulescu et al., 1980).

The solution of the tectonic position of these rocks from the Chicera Mountain raises also the problem of a possible intra-Jurassic overthrust that must be quite important. The absence of the Wildflysch Formation round the magmatic rocks and the fact that they contact the Middle Jurassic rocks, which are overlain also by Upper Jurassic and Neocomian rocks on the Chicera Mountain, could lead to the idea of a pre-Kimmeridgian and post-Middle Jurassic overthrust. So far this is the only place (?) in the Carpathian realm where one could find the traces of an overthrust of this age.

Underlining all the difficulties involved in the interpretation of the position of the mafic and ultramafic rocks from the Chicera Mountain, we consider both solutions as work hypotheses for the future researches.

Age

As shown before, the basic and ultrabasic rocks have been attributed to various ages, from the Permian to the Upper Cretaceous. We shall further try to examine in turn those places in which the ophiolitic rocks are associated with the Transylvanian sedimentary formations, both in Rarău and in Hăghimaş.

In the Breaza and Măcieş nappe outliers, ultramafic rocks overlie Lower and Middle Triassic deposits (Werfenian sandstones, Campil or Lower Anisian shales, Anisian bituminous limestones) belonging to the Perşani series. No thermal effect is noticed in the sedimentary rocks ; the contact may be interpreted as having a tectonic character.

In the nappe outlier from the springs of the Pîrîul Cailor Creek, Werfenian sandstones are overlain by variolitic spilite flows. In the Botuş quarry, spilites (whose structure does not allow us to specify whether they are flows or veins) contact Anisian limestones (Săndulescu, Tomescu, 1979).

At the base of the Hăghimaş nappe, in the vicinity of the Cheile Bicazului chalet, spilites with very clear pillow-lavas underlie Kimmeridgian or Tithonian limestones.

Urgonian limestones overlie transgressively schallstein containing fragments of ocean floor type spilites in two sedimentary klippen of considerable size outcropping on the left bank of the Valea Seacă Valley (Rarău).

On the Deremoxa Creek one can notice a sedimentary klippe in which Kimmeridgian limestones overlie ultrabasites.

Of all the mentioned situations, those noticed on the Deremoxa Valley, at the springs of the Valea Cailor Creek, on the Seaca Valley and near the Cheile Bicazului chalet are the most instructive. They

Institutul Geologic al României

would show that the magmatic processes could take place within a time interval from the post-Werfenian to the pre-Urgonian, and that ophiolitic rocks older than the Kimmeridgian surely exist. We also noticed that ophiolites are associated with Middle Jurassic formations in a schalstein below the Breaza nappe outlier in a sedimentary klippe on the left side of the Mostici Creek. Therefore it is obvious that a magmatic activity with ophiolitic character existed also before the Middle Jurassic.

For completing the arguments supporting the age of the Transylvanian ophiolites one should mention the fact that, in the Perşani Mountains, also in the Transylvanian nappes, Carnian and/or Norian limestones overlie unconformably basalts (Patrulius et al., 1966).

One can therefore conclude that the oldest ophiolites from the Transylvanian realm are of Triassic, probably Ladinian age, but this activity may have begun even in the Anisian. The existence of some pre-Kimmeridgian ophiolites is quite sure ; the ophiolitic activity may have continued up to the Neocomian (pre-Barremian). As the Transylvanian realm can be compared with an Alpine spreading area (Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; Rădulescu et al., 1976 ; Săndulescu, 1975, 1976), it is clear that the period within which these spreading phenomena took place, lasted from the Triassic to the Upper Jurassic and probably also to the Neocomian.

Geotectonic evolution

The progress concerning the knowledge of the petrological and geochemical features of the ophiolites from Rarău and Hăghimaş (Russo-Săndulescu et al., 1980), their structural position and age, allow us to make an analysis, with a greater number of arguments, of the geotectonic evolution of the Transylvanian realm from which they originate.

The comparison of the Transylvanian realm with an area whose crust is of oceanic type is supported by :

— the character of ophiolitic complex of the magmatic rocks associated with the Transylvanian series ;

— the existence, within this ophiolitic complex, of the mafites with ocean type character ;

— the absence of the metamorphic pre-Alpine formations in the Transylvanian nappes (the exception which the amphybolites with garnets from the Deremoxa Valley constitute (Russo-Săndulescu et al., 1980) confirms the rule ; as a matter of fact these rocks may be also interpreted as originating from oceanic type crust and having undergone an under sea floor metamorphism).

The association of the radiolarites is generally considered also as an argument for the characterization of the oceanic realms although it is obvious that it is not a representative feature. Indeed, radiolarites developed in the Bucovinian series with a crystalline schists basement are known.

Institutul Geologic al României

The features of the sedimentary rocks with which the Transylvanian ophiolites associate, do not always plead for a great depth of the sedimentary basin. Differences in depth seem to exist between the two main series constituting the Transylvanian nappes : the Perşani series has sedimented at greater depth at several levels, while the Hăghimaş series has more frequent deposits of shallow water. The oceanic type realm in which the Transylvanian ophiolites generated, presented various depths within the same moment, while the depth could vary also in the same place in successive moments. The latter remarks should be taken into account when considering the genesis of the ophicalcites, for which subaerial or submarine (at a small depth) erosion of the ophiolitic rocks are supposed (Abbate et al., 1973) to have contributed. Moments corresponding to the formation of the ophicalcitic rocks may coincide with moments when the spreading of the Transylvanian realm stopped and some stress efforts (pre-paroxismal phases) occurred.

Within a larger framework, one could correlate the pre-paroxismal deformation phases from the neighbouring Bucovinian realm with moments of spreading stopping followed (or not) by stress in the Transylvanian one. Of the pre-paroxismal phases known in the Bucovinian nappe (Săndulescu, 1975) we mention first the intra-Liassic one (the Donetz phase), which generated here folding (with 50° angular unconformity). In the Transylvanian realm its effect seems to be manifested by the changing of the predominantly detrital sedimentation (Domerian-Bathonian), generally of small depth and at the same time relatively uniform for the whole Transylvanian area (Săndulescu, 1974). During this time interval the spreading might have stopped as there are no sure proofs concerning the existence of some ophiolites of this age.

The stresses that might have accompanied the period of spreading stopping would be expressed by the very discontinuous development of the Domerian-Bathonian formations, their very reduced thickness as well as the genesis of the island arc type spilitic rocks found in the Transylvanian ophiolitic complex (Russo-Săndulescu et al., 1980). This type of spilites would be connected with more or less local phenomena of subduction, which is not so deep, taking into account the low potassium content of these rocks (cf. Lefèvre, 1973).

The spreading in the Transylvanian realm started again at the end of the Middle Jurassic (Callovian-Oxfordian) concurrently with the limy sedimentation that began in the Kimmeridgian. It is difficult to specify how long the spreading lasted, but, as mentioned above, it does not exceed the Neocomian (cf. chapter „Age").

The next stress moment corresponds to the Lowermost Barremian (the Austro-Alpine phase) and is marked by the angular unconformity between the Tithonian-Neocomian and Urgonian limestones, observed in the Hăghimaş nappe (Săndulescu, 1969). Synchronous deformations were also noticed in the Bucovinian nappe (Patrulius et al., 1969 ; Săndulescu, 1969, 1975, 1976), where they show rela-

Institutul Geologic al României

tively high intensities. The Austro-Alpine moment as well as the intra-Liassic one could also manifest by the imbrication of the oceanic crust in the Transylvanian realm. Traces of such phenomena seem to be present in the Breaza and Măcieş nappe outliers, where the ultrabasites overlie the Triassic sedimentary formations. This „protrusion" phenomenon of the ultramafic rocks is known in many other regions with largely developed ophiolitic complexes from the Tethyan area (A b b a t e et al., 1973) and could be related with the pre-paroxismal tectogenesis.

Throughout the evolution of the Transylvanian realm basalts of oceanic island type (hot points) could be emplaced. They could occur at various places of the Transylvanian realm and could have various sizes which are difficult to determine.

Summing up all the remarks made on the evolution of the Transylvanian realm it is found that :

— the varied composition of the ophiolitic complex (R u s s o-S ă n d u l e s c u et al., 1980), in which mafites of various types (ocean floor, island arc, oceanic islands) are known alongside ultrabasites and radiolarites, can be explained by the processes that might have taken place in the Transylvanian realm ; as a matter of fact similar compositions were also described (P e a r c e, 1976) in other zones in which ophiolitic complexes of oceanic type occur (Cyprus) ;

— apart from the spreading periods there were also moments of spreading stopping, possibly accompanied by compressions contemporaneous with the tectogenic phases recongnized in the neighbouring (Bucovinian) area ;

— the character of the sedimentation seems to follow the presence or absence of the spreading : it is limy in the former case and predominantly detrital in the latter case ; we do not think that this model should be generalized, but it is worth being checked up in other zones too ;

— the discontinuous character of the spreading might imply a rather different mechanism in comparison with the classic one, considered by the new global tectonics : either a rift with discontinuous activity or a marginal basin whose spreading „responds" intermittently only to the spreading from the main (Mesogean) oceanic zone.

It is quite clear from the statements above that the Transylvanian realm presented a very complex picture before the main tectogenesis that led to the genesis of the Transylvanian nappes. Both the complexity of the ophiolite composition and of the sedimentary series involved in these nappes stress this feature. Of course the estimation of the sizes of the Transylvanian realm is very difficult. We only want to remind some elements that can suggest the size order of the latter. „The ophiolitic zone" that preserved as remnants from the Transylvanian realm in the basement of the Neogene molasses of the Transylvanian depression is actually over 70 km wide (S ă n d u l e s c u, V i s a r i o n, 1979). Adding to this only 10 km, representing the maximum outcrop width of the Transylvanian nappes and taking into account the fact that a

Institutul Geologic al României

great part of the oceanic type crust of the realm was „consumed" in processes of subduction type of Cretaceous age (Rădulescu, Săndulescu, 1973), we can estimate that the initial width of the Transylvanian realm exceeded (possibly much) 200 km.

The first squeezing of the Transylvanian realm took place during the Meso-Cretaceous tectogenesis, namely towards the end of the Albian. This tectogenesis, which determined also the genesis of the central East-Carpathian nappes (shearing nappes with crystalline basement) achieved the emplacement of the Transylvanian nappes too. Simultaneously, the overthrust of the „ophiolitic zone" on the basement units of continental type situated at the exterior of the former was achieved.

The shortening of the crust in the Transylvanian realm exceeded very probably 60—70% of the initial width. Thus was achieved the tectonic picture known now in the basement of the Transylvanian depression (Săndulescu, Visarion, 1979). In this area the crust has not undergone post-Cretaceous stress or, especially, tensional deformations until quite recently. The fact makes impossible the assimilation of the Transylvanian depression to a Tertiary marginal basis (Bleahu et al., 1973; Boccaletti et al., 1974) as no spreading of this age took place in the respective area (Rădulescu, Săndulescu, 1975).

From a more general point of view and taking into account the evolution of the whole Carpathian chain, the „closing" of the Transylvanian area in the Meso-Cretaceous had impacts also on more distant regions. The effects of a Meso-Cretaceous stress, which „deformed" elements with oceanic type crust have been lately recognized (Misik et al., 1976) in the Pieniny klippen belt which represent the western relay of the Transylvanian realm (Săndulescu, 1972, 1975). The existence of the ophiolites of Transylvanian type (allochthonous in the Wildflysch formation) (Săndulescu, 1972; Bîzova, 1972) in the area of the Maramureş klippen show that the Meso-Cretaceous stress deformations were widespread also in the Western Carpathians realm.

Referring to the Alps, we remind that the Transylvanian realm was compared with the Piemontais realm (Săndulescu, 1975, 1980). What are the effects of a Meso-Cretaceous tectogenesis in this area is still a debated question. Anyway, starting from the continental margin of the Euro-Assiatic plate, the first realm with true oceanic type crust proves to be the Piemontais-Transylvanian one. Whether this was the equivalent of the Mesogean ocean or it was only an oceanic area situated north of the latter is still to be argued.

The external Valais-Outer Dacidic realm, that is the origin area of the nappes situated in front of the Central East-Carpathian and Briançonais ensemble could be considered as coming from a zone with thinned continental crust (Trümpy, 1975) (only locally of oceanic type), as in fact is indicated by recent preliminary data, obtained in the study of the basic rocks from the Black Flysch nappe (M. Săn-

Institutul Geologic al României

dulescu et al., 1979 [3]), in which only mafic rocks showing within-plate character and no remnants of ocean floor basalts were found.

The allochthonous character of the ophiolites from the Transylvanian nappes, overlying the units with continental basement from the Crystalline- Mesozoic zone of the East Carpathians (which are in internal position with respect to the cover units from the flysch zone, thrust over the platform in front of the Carpathians) makes impossible any paleogeographic and structural correlations between the ophiolites from North Dobrogea and those from the East Carpathians as supposed by some authors (Hertz, Savu, 1974; Savu, 1980).

The remarks on the evolution of the Transylvanian realm constitute an example of objective and critical application of the new global tectonics to the structural realities of the Carpathians. The extent to which the principles of this theory are found in the geological constitution of the analysed Alpine segment underlines the contribution of this note.

BIBLIOGRAPHY

Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. (1973) Studies on mafic and ultramafic rocks; 2-Paleogeographic and tectonic consideration on the ultramafic belts in the Mediteranean area. *Bol. Soc. Geol.* It., 91, pp. 239—282. Roma.

Atanasiu I. (1929) Recherches géologiques dans les environs de Tulgheș. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XIII. pp. 379—511. Bucarest.

Băncilă I., Papiu C. V. (1953) Jaspurile triasice de la Pojorîta. *Acad. RPR. Bul. științ. (secț. Biol.-Agron.-Geol.-Geogr.)* V, 4. pp. 675—694. București.

Bleahu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an „Island Arc". *Jour. Geoph. Reser.*, 78, 23. pp. 5025—5032.

Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. (1974) Hypothesis on the Plate Tectonic evolution of the Carpatho-Balkan Arc. *Earth and Planet. Sci. Letter.*, 23, pp. 193—198.

Hertz N., Savu H. (1974) Plate Tectonic History of Romania. *Geol. Soc. Amer., Bull.* 85, pp. 1429—1440.

Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulungul Moldovei-Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, pp. 107—211, București.

Kräutner Th. (1931) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire spceială la regiunea Rarăului. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XIV, București.

Lefèvre C. (1973) Les caractères magmatiques du volcanisme plioquaternaire des Andes dans le sud du Pérou. *Contr. Miner. Petr.* 41, 3, 259 pp.

[3] Arch. IGG, București.

Institutul Geologic al României

also scarce basic rocks ; breccias almost without matrix, formed exclusively of angular fragments of basic rocks. The chaotic deposits described were attributed to the Barremian.

After the description of the tectonics of the overthrust units, the authors stress out the importance of some transversal faults, which they consider to separate zones with different evolutions and which, in their opinion, might represent the continuation in the zone of the continental crust of some transform faults.

The last part of the paper deals with the paleotectonic position of the deposits in flysch facies making up the Baraolt nappe (Ștefănescu, 1970) and of the Vîrghiș unit. The conclusion reached is that the latter deposited in some more internal zones than the principal trough of the Tithonian-Neocomian flysch from the East Carpathians, namely on the domain corresponding to the present „Crystalline-Mesozoic" zone.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Geological map of the region between the Covasău and Vîghiș valleys. Holocene : 1 a, alluvia ; 1 b, alluvial fan ; 1 c, landslides ; Pleistocene : 2, agglomerates ; Badenian 3, tuffs with conglomerates in the base ; Post-tectonic cover of the units with pre-Gargasian tectogenesis. Clansayesian : 4, flysch with orbitolines. Gargasian : 5, conglomerates. Perșani Nappe. Triassic : 6, limestones. Bucovinian Nappe. Barremian : 7, Wildflysch Formation ; 7 a, olistolith of basic rocks ; Berriasian : 8, Lunca Beds. Vîrghiș Unit. Barremian : 9, Părul Brook olistostromes ; Neocomian-Tithonian. Stejaru flysch : 10, gritty-calcareous member ; 11, calcareous member ; 12, stratigraphic limit ; 13, lithologic limit ; 14, unconformability limit ; 15, olistolith limit ; 16, axis of reversed anticline ; 17, axis of reversed syncline ; 18, axis of reversed, faulted anticline ; 19, axis of reversed, faulted syncline ; 20, vertical faults (uplift compartment, sink compartment) ; 21, reverse fault ; 22, digitation ; 23, nappe ; 24, fossiliferous point ; 25, palaeotransport directions.

Plate II

Lithostratigraphic Columns. Bucovinian Nappe. Vîrghiș Digitation. Baraolt Nappe.

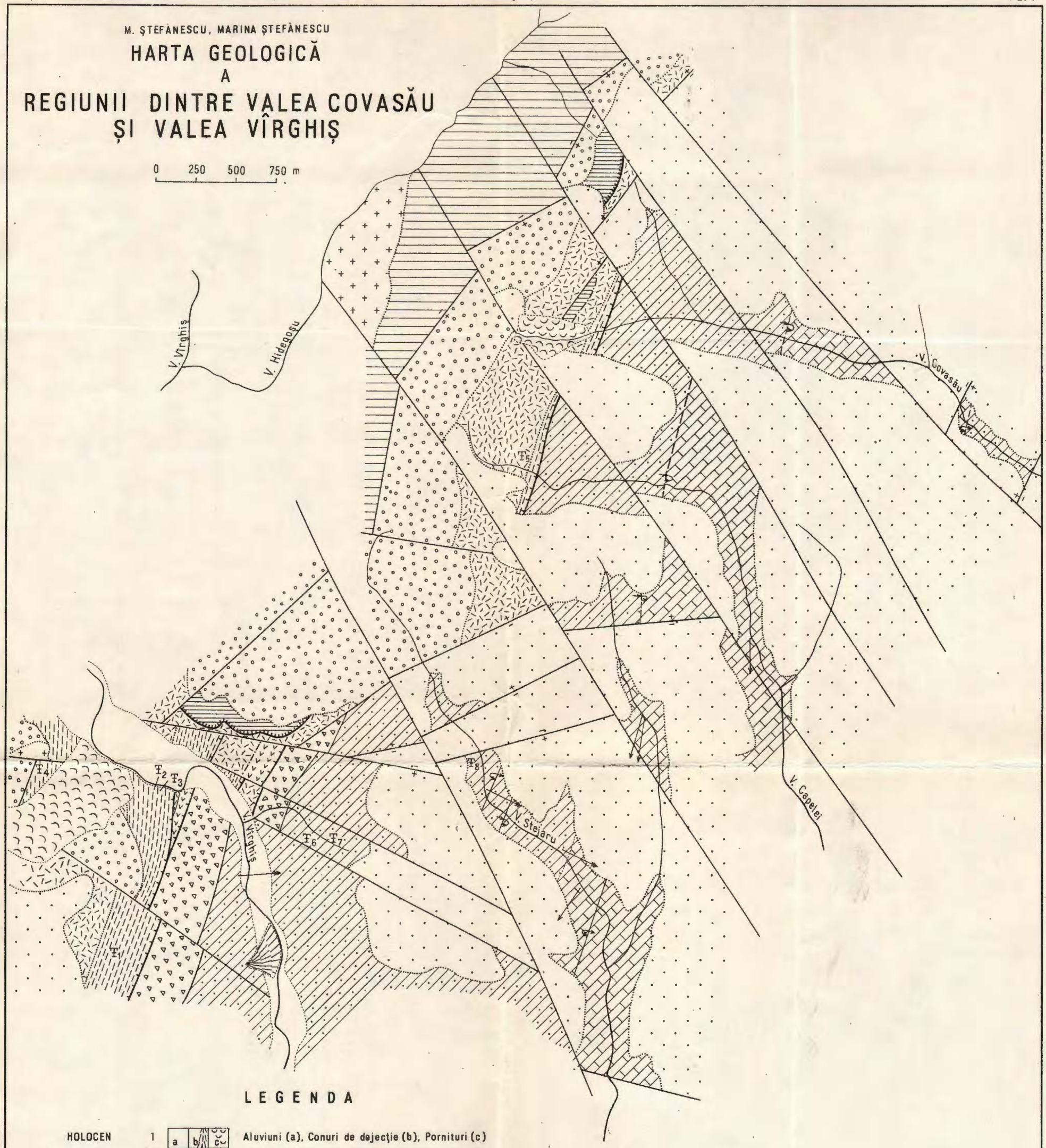
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

M. ŞTEFĂNESCU, MARINA ŞTEFĂNESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINTRE VALEA COVASĂU ŞI VALEA VÎRGHIŞ

0 250 500 750 m



LEGENDA

HOLOCEN	1	a b c	Aluviuni (a), Conuri de dejecţie (b), Pornituri (c)
PLEISTOCEN	2		Aglomerate
BADENIAN	3	+ + +	Tufuri cu conglomerate în bază

Cuvertura post-tectonică a unităţilor cu tectogeneză pre-gargasiană

CLANSAYESIAN	4		Flişul cu orbitoline
GARGASIAN	5		Conglomerate

PÎNZA DE PERŞANI

TRIASIC	6		Calcare

PÎNZA BUCOVINICĂ

BARREMIAN	7	a	Formaţiunea de Wildflysch Olistolite de roci bazice (a)
VALANGINIAN-BERRIASIAN	8		Strate de Lunca

Unitatea de Vîrghiş

BARREMIAN	9		Olistostroma de pîrîul Părului
NEOCOMIAN-TITHONIC	10		Orizontul grezo-calcaros } Flişul de Stejaru
	11		Orizontul calcaros } Flişul de Stejaru

12		Limită lito-stratigrafică
13		Limită litologică
14		Limită de discordanţă
15		Limită de olistolit
16		Ax de anticlinal deversat
17		Ax de sinclinal deversat
18		Ax de anticlinal deversat, faliat
19		Ax de sinclinal deversat, faliat
20		Falii verticale {compartiment ridicat / compartiment coborît
21		Falie inversă
22		Digitaţie
23		Pînză de şariaj
24	T	Punct fosilifer
25		Direcţii de paleotransport

Institutul Geologic al României

COLOANE LITO-STRATIGRAFICE

0 100 200 300 m

PÎNZA BUCOVINICA

APTIAN — CLANSAYESIAN

GARGASIAN

BARREMIAN

VALANGINIAN

BERRIASIAN

Flişul cu orbitoline

Conglomerate

Wildflysch

Str. de Lunca

T1

UNITATEA DE VÎRGHIŞ

BARREMIAN

TITHONIC — NEOCOMIAN

T6

T7

Orizontul grezo-calcaros

Orizontul calcaros

Olistostroma de P. Părului

Flişul de Stejaru

PÎNZA DE BARAOLT

BARREMIAN-APTIAN ?

NEOCOMIAN

Slumping + brecii sedimentare

Gresii masive

Fliş cu marno calcare şi rudite cu elemente de dolomite, şisturi cristaline şi calcare

Fliş cu marno-calcare

Fliş cu marno-calcare şi rudite cu elemente de şisturi cristaline

Seria de Baraolt (=Flişul de Baraolt)

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 147—155

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI ASUPRA LITOSTRATIGRAFIEI ŞI STRUCTURII GEOLOGICE A REGIUNII DINTRE PÎRÎUL DORNA ŞI PÎRÎUL NEAGRA ŞARULUI (CARPAŢII ORIENTALI) [1]

DE

ALEXANDRU VODĂ, DOINA VODĂ [2]

Tectonic window. Structural units. Structural stages. Bretila Series. Stratigraphic succession. Permian. Stratigraphy of crystalline schist formations. Overthrust nappes. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Bistriţa Mountains. (Roşu-Dieci-Boamba).

Abstract

New Data on the Stratigraphy and Geological Structure of the Region between the Dorna Brook and the Neagra Şarului Brook (East Carpathians). A lower structural unit appears in the region between the Dorna Brook and the Neagra Şarului Brook, in a tectonic window made up of a lower structural stage consisting of a metamorphic formation that may be ascribed to the Bretila series as well as an upper stage made of a Permian sedimentary succession (conglomerates, micaceous sandstones and striped clays). The other structural units delimited — the Iacobeni nappe, the Pietrosu Bistriţei nappe, the Mestecăniş nappe — acting as overthrust nappes, show different structures, are folded and transgressively overlain by the post-tectonic sedimentary cover in the western part of the region.

În vara anului 1978 am efectuat cercetări geologice în partea de vest a regiunii cuprinse între pîrîul Dorna şi Neagra Şarului, obţinînd date noi referitoare la litostratigrafia şi structura regiunii.

Încă din anul 1977, împreună cu H. G. Kräutner, am executat cîteva profile comune pe pîrîul Borcut şi pîrîul Ulmului afluenţi ai pîrîului Neagra Şarului, astfel că ne simţim obligaţi să menţionăm, că una

[1] Predată la data de 27 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 8 mai 1979, comunicată în şedinţa din 25 mai 1979.

[2] Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

din implicaţiile tectonice ale prezentării de faţă a fost întrevăzută atunci de H. G. Kräutner, observîndu-se la gura văii Borcutului o succesiune sedimentară, care stă peste metamorfite în facies asemănător seriei de Bretila, în bazinul pîrîului Ulm.

Savul (1927), într-o lucrare amplă asupra şisturilor cristaline şi a zăcămintelor de mangan de la Şarul Dornei, descrie conglomeratele de la gura Borcutului ca roci metamorfozate, iar granitoidele de pe pîrîul Ulm ca „epignaise de origine eruptivă". Savu (1955)[3] prezintă multe detalii petrografice asupra perimetrului dintre pîrîul Dorna şi pîrîul Neagra Şarului. Conglomeratele de la gura Borcutului sînt de asemenea considerate drept roci metamorfozate. Pentru regiunea Vatra Dornei-Iacobeni, Bercia şi Bercia (1970), stabilesc existenţa unui plan de şariaj între unitatea „autohtonă" de Bretila-Iacobeni şi unitatea (pînza) de Bistriţa. Între aceste două unităţi apar brecii, conglomerate şi alte roci laminate, grupate într-un „complex detritic filonitizat", Paleozoic superior (?), care alcătuiesc „unitatea de Argestru".

După 1970 apar diverse încadrări litostratigrafice şi structurale ale regiunii în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali: Bercia et al. (1971)[4]; Kräutner (1976); Balintoni, Gheucă (1976) etc.

1. Date litostratigrafice

Regiunea cercetată cuprinde formaţiuni metamorfice şi formaţiuni sedimentare.

1.1. *Formaţiuni metamorfice*

Formaţiunile metamorfice întîlnite în regiune sînt atribuite seriei de Bretila, seriei de Rebra, formaţiunii de Pietrosu Bistriţei, seriei de Tulgheş şi seriei de Ţibău.

1.1.1. Seriei de Bretila i-a fost atribuită o succesiune de micaşisturi retromorfe şi gnaise laminate, care apar în versantul stîng al pîrîului Neagra Şarului, amonte de confluenţa cu pîrîul Borcut. Cu caracteristici petrografice mai clare această succesiune apare în versantul drept al pîrîului Neagra Şarului, pe pîrîul Ulm, unde Savul (1929) separă gnaise „cu cristalinitate mai mare" sub numele de „epigneisuri eruptive", iar Cosma şi Peltz (1962) consideră aceleaşi gnaise ca migmatite. Atribuirea succesiunii de micaşisturi şi gnaise la seria de Bretila o facem bazîndu-ne pe existenţa gnaiselor, care sînt un constituent principal al seriei de Bretila.

În succesiunea atribuită seriei de Bretila nu a fost întîlnit nici un element litostratigrafic caracteristic seriei de Rebra. Adăugăm că încadrarea structurală obligatorie a unităţii care conţine formaţiunea descrisă, sub unitatea de Iacobeni, face posibilă corelarea cu unităţile maramureşene, care au etajul structural inferior alcătuit din seria de Bretila.

[3] Arh. IGG, Bucureşti.

[4] Arh. IGG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

1.1.2. Seria de Rebra este reprezentată printr-o succesiune litostratigrafică monotonă, formată dintr-un pachet de peste 500 m grosime, alcătuit din paragnaise şi micaşisturi uneori cu granaţi, între care apar unul sau chiar două nivele subţiri de amfibolite. Seria de Rebra apare la gura văii Borcutului dispusă peste conglomeratele laminate. Aria de răspîndire se extinde în bazinul pîrîului Borcut, pîrîului Sărişor şi în sectorul nordic, în pîrîul Roşu, pîrîul Vlăgeni şi Colăcelul.

Încadrarea succesiunii sus menţionate, în coloana litostratigrafică a seriei de Rebra întîmpină dificultăţi, deoarece lipsesc reperele caracteristice. Lipsa calcarelor şi dolomitelor pe de o parte şi abundenţa micaşisturilor şi paragnaiselor, ne fac să corelăm succesiunea de aici cu partea inferioară a seriei de Rebra, o situaţie asemănătoare fiind întîlnită şi de Balintoni şi Gheucă (1978), mai la sud, în regiunea Dîrmoxa.

Menţionăm că seria de Rebra prezintă un retromorfism puternic, iar la partea superioară, în zona de contact cu formaţiunea de Pietrosu Bistriţei, apar tectonite (filonite, milonite etc.), trădînd o importantă discordanţă tectonică, observată încă din 1955, de H. Savu[5], care notează „unele mici încălecări cu direcţie NE, însoţite de un slab metamorfism de dislocaţie".

1.1.3. Formaţiunea de Pietrosu Bistriţei formează o bandă cu grosime variabilă, cuprinsă între 30 şi 40 m în bazinul pîrîului Sărişor şi peste 200 m în zona dintre pîrîul Roşu şi vîrful Dieci. Din coloana litostratigrafică a formaţiunii, cunoscută în regiunea Barnar-Dîrmoxa, unde a fost descrisă, pentru prima oară, de Balintoni şi Gheucă (1977), în regiunea cercetată de noi, se recunosc uşor, doar cuarţitele feldspatice cu biotit ; paragnaisele şi micaşisturile, retromorfozate, pot fi confundate cu rocile asemănătoare din seria de Rebra. Nivelul porfiroidelor de Pietrosu a fost întîlnit, sub formă de fragmente, în zona de obîrşie a pîrîului Colăcelul Mare, afluent drept al pîrîului Dorna şi în versantul stîng al pîrîului Roşu, amonte de confluenţa cu pîrîul Coacăzii.

1.1.4. Seria de Tulgheş apare cu dezvoltare mare într-o zonă sinclinală de la obîrşia pîrîului Roşu pînă în versantul stîng al pîrîului Sărişorul Mare. Spre nord, de la obîrşia pîrîului Roşu şi pînă în pîrîul Dorna, seria de Tulgheş formează cîteva petice de dimensiuni reduse, acoperite spre vest de cuvertura sedimentară post-tectonică.

Coloana litostratigrafică a seriei de Tulgheş este asemănătoare cu cea din cîmpurile miniere Iacobeni, Dealul Rusului şi Coşna. Succesiunea începe, fie cu un orizont de cuarţite şistoase şi cuarţite feldspatice aparţinînd complexului inferior (Tg_1), fie direct cu complexul cuarţitelor negre (Tg_2).

În cadrul complexului cuarţitelor negre apar orizonturi caracteristice prin asociaţiile de elemente litologice, astfel :

— un orizont inferior (Tg_{21}), care începe cu un nivel discontinuu de cuarţite negre grafitoase, urmat de şisturi cuarţitice cu intercalaţii

[5] Arh. IGG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

de şisturi carbonatice, care formează culcuşul imediat al mineralizaţiei de mangan, lentile cu lungimi de ordinul zecilor de metri, cu grosimi foarte variabile, constituite din carbonaţi şi silicaţi de mangan, cuarţite negre grafitoase şi uneori intercalaţii de şisturi carbonatice ;

— un orizont median (Tg_{22}), şistos cuarţitic, slab grafitos, cu rare lentile de calcare cenuşii-rubanate şi intercalaţii de metatufite acide şi cuarţite cu epidot şi albit ;

— un orizont superior (Tg_{23}) de cuarţite cenuşii şi negre, cu intercalaţii de şisturi cuarţitice sericitoase şi benzi de cuarţite negre grafitoase.

Orizontul superior de cuarţite negre este cel mai nou termen al seriei de Tulgheş din regiunea Dorna-Neagra Şarului.

1.1.5. Seria de Ţibău apare pe o zonă sinclinală, cu lăţime maximă de 500 m, de la obîrşia pîrîului Roşu şi pînă la sud de dealul Boamba şi pe o suprafaţă redusă în versantul drept al pîrîului Sărişor, aproape de confluenţa cu pîrîul Neagra Şarului. În ambele zone de apariţie, seria de Ţibău cuprinde o succesiune, cu grosime maximă de cca 200 m, alcătuită predominant din calcare şi dolomite albe şi cenuşii, cu rare intercalaţii de cuarţite şi şisturi satinate.

Transgresiunea seriei de Ţibău este evidentă pe flancul estic al zonei sinclinale ce o formează. Spre vest, limita fiind tectonică, seria de Ţibău vine în contact cu cuarţitele negre din seria de Tulgheş, în nord şi cu Eocenul cuverturii post-tectonice în sectorul sudic, între pîrîul Sărişorul Mic şi pîrîul Sărişorul Mare. În versantul drept al pîrîului Sărişor, amonte de confluenţa cu pîrîul Neagra Şarului seria de Ţibău se găseşte în contact tectonic cu seria de Rebra.

1.2. *Formaţiuni sedimentare*

Ne vom ocupa doar de succesiunea permiană din gura pîrîului Borcut. Asupra cuverturii sedimentare post-tectonice şi a Cuaternarului, observaţiile noastre, pe o suprafaţă redusă, nu ne permit interpretări noi.

Succesiunea de la gura văii Borcutului este alcătuită din conglomerate laminate, gresii micacee şi argile vărgate, vişinii şi verzi. Această succesiune este suportată de seria de Bretila cu evidente efecte de alteraţie subaeriană şi este acoperită tectonic de seria de Rebra.

În baza succesiunii apare un nivel de conglomerate cu elemente cuarţoase, micaşisturi şi gnaise, prinse într-un ciment grezos micaceu de culoare roşcată. Grosimea acestui nivel este de 15—20 m. Urmează un nivel grezos şistos, vărgat, cu grosime de 10—15 m, în care apar bancuri submetrice şi metrice de conglomerate cu elemente centimetrice de cuarţ, paragnaise şi gnaise, provenite din roci ale seriei de Bretila.

Conglomeratele şi întreaga succesiune de la gura pîrîului Borcut, sînt laminate ceea ce le-a dat un aspect de conglomerate metamorfozate. Astfel au fost descrise de Savul (1927). În tăietura drumului nou forestier, din versantul stîng al pîrîului Borcut, succesiunea descrisă se recunoaşte pe cca 250 m.

Vîrsta permiană a succesiunii de la gura pîrîului Borcut a fost atribuită de noi, în raportul geologic asupra prospecţiunilor geologice

Institutul Geologic al României

executate în zonă [6], pe baza unor date palinologice care recent au fost infirmate. Susţinem, în continuare, vîrsta permiană, bazîndu-ne pe tipul litologic al formaţiunii şi paralelismul care se poate face cu formaţiunea breciilor de Hăghimaş, caracteristică domeniului de sedimentare bucovinic.

2. Date structurale

Partea de nord a regiunii cercetată a fost interpretată de B e r c i a et al., în harta geologică scara 1 : 50.000, foaia Vatra Dornei, ca formînd partea sud-vestică a ferestrei Iacobeni şi care suportă seria de Tulgheş a unităţii de Mestecăniş. Lucrările noastre pun în evidenţă existenţa între cele două unităţi menţionate, a unităţii de Pietrosu Bistriţei.

Spre sud regiunea cercetată cuprinde, în afară de unităţile anunţate, o unitate inferioară alcătuită din seria de Bretila şi succesiunea sedimentară permiană, de la gura Borcutului. Această unitate formează o fereastră tectonică, cu conturul deschis spre est şi sud-est. Prin poziţia pe care o ocupă, această unitate se corelează cu „unitatea maramureşeană", descrisă de B a l i n t o n i şi G h e u c ă (1977) pe pîrîul Arseneasa şi pîrîul Arşiţa (Barnar), pe un aliniament mai estic şi cu „unitatea de Tomeşti", descrisă de M u r e ş a n (1977), mult mai spre sud, posibil pe acelaşi aliniament.

Din analiza contururilor cartografice ale unităţilor structurale separate în regiune, reiese că ne aflăm pe flancul intern al unei ridicări anticlinale (anticlinal de pînze), a cărui ax este marcat de apariţia unităţii maramureşene la gura văii Borcutului şi de apariţia unităţii de Iacobeni pe cursul superior al pîrîului Roşu. Orientarea generală a structurii este nord vest-sud est.

Planele de şariaj — discordanţele tectonice — dintre unităţile separate, sînt argumentate astfel :

— planul de şariaj al unităţii de Iacobeni peste unitatea maramureşeană este evident prin prezenţa, între seria de Bretila şi seria de Rebra, a succesiunii permiene de la gura văii Borcutului, cu conglomerate laminate, gresii şi argile vărgate ; amonte de gura văii Borcutului, în lipsa succesiunii sedimentare, planul de şariaj este marcat de o zonă de filonite şi milonite, bine deschisă în dreptul satului Plaiul Dornei ;

— între unitatea de Iacobeni şi unitatea de Pietrosu Bistriţei, planul de şariaj este marcat de zone de tectonite, care se înscriu pe urma planului de şariaj, din zona de obîrşie a pîrîului Borcut, pe pîrîul Craculuí şi pîrîul Bulci, afluenţi pe stînga ai pîrîului Sărişorul Mic, iar în partea de nord a regiunii, de la obîrşia pîrîului Roşu, în versantul stîng, prin pîrîul Grădinii, pîrîul Coacăzii, obîrşia pîrîului Vlăgeni, pînă în versantul drept al pîrîului Dorna, (trebuie menţionat faptul că unitatea

[6] Arh. IGPSMS, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

de Iacobeni este reprezentată printr-un singur complex al seriei de Rebra — probabil complexul inferior — iar unitatea de Pietrosu Bistriței este constituită numai dintr-o parte a succesiunii, porfiroidele de Pietrosu apărînd doar sporadic, la obîrșia pîrîului Colăcelul Mare) ;

— între unitatea de Pietrosu Bistriței și unitatea de Mestecăniș, planul este evident nu numai prin efectele de tectonizare accentuată din zona planului de șariaj, ci și prin faptul că unitatea superioară se așază cu termeni diferiți pe unitatea de Pietrosu Bistriței. Astfel complexul inferior al seriei de Tulgheș (Tg_1), cu grosime de peste 150 m, la obîrșia pîrîului Vlăgeni și la est de vîrful Roșu, este redus la 10—15 m în zona lucrărilor miniere din Dealul Boambei, sau lipsește complet pe pîrîul Roșu.

Cuvertura sedimentară post-tectonică acoperă discordant unitățile tectonice superioare, ceea ce atestă o cutare a unităților, înaintea Cenomanianului (transgresiv). Cutarea cuverturii post-tectonice și o parte din dislocațiile direcționale și transversale din regiune, sînt datorate unor faze mai noi, miocene.

Concluzii

În regiunea dintre pîrîul Dorna și pîrîul Neagra Șarului apare o unitate tectonică inferioară — o unitate maramureșeană — alcătuită dintr-un etaj structural inferior, cuprinzînd o succesiune de micașisturi și gnaise granitoide, foarte probabil aparținînd seriei de Bretila și un etaj structural superior, alcătuit din succesiunea permiană de la gura văii Borcutului (conglomerate, gresii micacee și argile roșii și verzi).

Unitatea de Iacobeni are o arie largă de răspîndire și este constituită doar din complexul inferior al seriei de Rebra.

Unitatea de Pietrosu Bistriței, alcătuită din formațiunea cu același nume, are grosime de maxim 200 m și a fost recunoscută în toată regiunea, sub unitatea de Mestecăniș.

Unitatea de Mestecăniș ocupă partea centrală a regiunii și este alcătuită din două etaje structurale : unul inferior, format din complexele inferioare ale seriei de Tulgheș și un etaj superior, alcătuit din seria de Țibău.

Cuvertura sedimentară post-tectonică acoperă transgresiv edificiul de pînze, cutate înaintea depunerii acesteia. O recutare a întregului ansamblu se produce odată cu cutarea cuverturii post-tectonice, în Miocen.

BIBLIOGRAFIE

Balintoni I., Gheucă I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/5, pag. 11—38, București.

Institutul Geologic al României

— (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriţei şi unitatea tectonică de Bărnărel, în aria dintre rîurile Barnar şi Neagra Broştenilor (Carpaţii Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/5, Bucureşti.

Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni (Carpaţii Orientali). *An. Inst. geol.*, XXXVIII, pag. 7—49, Bucureşti.

Cosma St., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în regiunea Păltiniş-Drăgoioasa (Munţii Bistriţei). *D. S. Com. geol.*, XLVII (1954—1960) pag. 33—44, Bucureşti.

Kräutner H. G. (1976) Geological Cross-Section through the Crystalline Zone of the East Carpathians. Guide to Excursions. I.G.C.P. Meeting precambrian in Younger fold belts Cîmpulung Moldovenesc.

Mureşan M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, pag. 77—94, Bucureşti.

Savul M. (1927) Les schistes cristallins et les gisements de manganèse de la region Şarul Dornei. *Ann. Inst. Geol. Rom.*, XII, Bucureşti.

— (1938) Le cristallin de Bistriţa. La region Dorna-Broşteni (Districts Cîmpulung et Neamţ). *Ann. Scient. L'Univ. de Iassy*, seconde partie, XXIV, 1, extr. Tipogr. „Presa bună", Iaşi.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE LES RUISSEAUX DORNA ET NEAGRA ŞARULUI (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

La région située entre les ruisseaux Dorna et Neagra Şarului, constituée de formations métamorphiques et sédimentaires formant une structure géologique compliquée, en nappes de charriage, est placée dans la partie interne de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales.

L'analyse des successions lithostratigraphiques nous a déterminé à encadrer les formations métamorphiques selon ce qui suit :

— la série de Bretila, qui comprend une séquence de micaschistes, paragneiss et gneiss granitoïdes, laminés, apparaissant dans le versant gauche du ruisseau Neagra Şarului et supportant à l'embouchure du ruisseau Borcut une succession sédimentaire permienne ;

— la série de Rebra, faite de paragneiss, micaschistes et rares intercalations de roches amphiboliques, avec une large aire de répartition dans le versant gauche du ruisseau Roşu et dans le versant gauche du ruisseau Neagra Şarului ;

Institutul Geologic al României

— la formation de Pietrosu Bistriței, constituée de micaschistes, paragneiss et quartzites feldspathiques, délimitée tectoniquement tant à la partie inférieure (de la série de Rebra de l'unité de Iacobeni), ainsi qu'à la partie supérieure (de la série de Tulgheș de l'unité de Mestecăniș), avec une large aire de développement dans la crête Vîrful Roșu-sommet Dieci et vers le Nord jusque dans le bassin du ruisseau Roșu ;

— la série de Tulgheș, comprenant une succession faite de schistes quartzo-muscovitiques, quartzites feldspathiques, quartzites noires à lentilles de minerai de manganèse et schistes carbonatiques, représentant les complexes inférieurs de la série, qui apparaissent à grande extension depuis la source du ruisseau Roșu vers le Sud et en lambeaux de dimensions réduites dans la partie nord de la région ;

— la série de Țibău, constituée d'une pile de calcaires et dolomies cristallines, à rares intercalations de schistes satinés, disposés transgressivement sur la série de Tulgheș, formant, depuis la source du ruisseau Roșu et jusqu'au ruisseau Sărișor, une zone synclinale.

Parmi les formations sédimentaires apparaissant dans le périmètre étudié, la succession située à l'embouchure du ruisseau Borcut a des implications spéciales. Elle comprend des conglomérats laminés (considérés antérieurement métamorphosés), grès micacés et argiles rouges et vertes, dont on peut soutenir — à partir de la corrélation avec la brèche de Hăghimaș de l'unité de Rarău de la nappe bucovinienne — l'âge permien. La succession de l'embouchure du ruisseau Borcut est supportée par la série de Bretila.

Les unités structurales délimitées, à rang de nappes de charriage, sont — de bas en haut — les suivantes :

— l'unité de Maramureș, constituée d'un étage structural inférieur, fait de formations appartenant à la série de Bretila, et d'un étage supérieur, formé de la succession située à l'embouchure du ruisseau Borcut ;

— l'unité de Iacobeni, faite de formations appartenant à la série de Rebra ;

— l'unité de Pietrosu Bistriței, constituée de la formation du même nom ;

— l'unité de Mestecăniș, faite de deux étages structuraux, l'un inférieur, formé de la série de Tulgheș, et le suivant, formé de la série de Țibău.

La couverture post-tectonique (Cénomanien-Eocène) recouvre en discordance les unités tectoniques plissées. Un plissement de l'ensemble tout entier s'est produit en même temps que le plissement de la couverture post-tectonique, au Miocène.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région située entre les ruisseaux Dorna et Neagra Șarului. Holocène. 1, terrasses (a) ; éboulements (b) ; cônes de déjection (c) ; Pléistocène. 2, coulés de laves ; conglomérats andésitiques et graviers ; Paléogène-Crétacé supérieur. Couverture post-tectonique. 3, formation flyschoïde gréso-calcaire. Unité de Mestecăniș. Carbonifère inférieur. Série de Țibău. 4, calcaires quartzitiques cristal-

Institutul Geologic al României

lins et schistes satinés. Série de Tulgheş, Cambrien. 5, quartzites grises et noires ($Tg_{2\text{-}3}$) ; 6, Tg_2 calcaires et schistes calcaires, quartzites blanches et vertes, schistes terrigenes ($Tg_{.2\text{-}2}$). Vendien. 7, quartzites noires, schistes carbonatiques, schistes quartzitiques, minerais de manganèse ($Tg_{.2\text{-}1}$) ; 8, Tg_1, quartzites feldspathiques blanches et vertes, schistes quartzitiques sériciteux. Unité de Pietrosu Bistriţei. Vendien. Formation de Pietrosu Bistriţei. 9, paragneiss, micaschistes et porphyroïdes de Pietrosu (pp). Unité de Iacobeni. Précambrien supérieur. Série de Rebra. 10, micaschistes, paragneiss et amphibolites (α). Unité de Maramureş (de Borcut-Ulm). Permien. 11, conglomérats, grès et argiles rouges et vertes. Précambrien supérieur. Série de Bretila. 12, micaschistes, paragneiss et gneiss ; 13, failles ; 14, charriages ; 15, limites géologiques normales ; 16, limite de transgression ; 17, sections géologiques.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

AL. VODĂ, DOINA VODĂ

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINTRE PÎRÎUL DORNA ŞI PÎRÎUL NEAGRA ŞARULUI

0 250 500 750 1000 m

LEGENDA

HOLOCEN
1 — Terase (a); Porniturі (b); Conuri de dejecţie (c)

PLEISTOCEN
2 — Curgeri de lave (1); Conglomerate andezitice şi pietrişuri

PALEOGEN CRETACIC SUP.
3 — Cuvertura post-tectonică
Formaţiune flişoidă grezos-calcaroasă

UNITATEA DE MESTECĂNIŞ

CARBONIFER INFERIOR
4 — Seria de Ţibău
Calcare cuarţitice cristaline şi şisturi satinate

CAMBRIAN
5 — Seria de Tulgheş
Cuarţite cenuşii şi negre (C)
6 — Tg2 Calcare şi şisturi calcaroase, cuarţite albe şi varzi, şisturi terigene

VENDIAN
7 — Cuarţite negre, şisturi carbonatice, şisturi cuarţitice, minereuri de mangan (Mn)
8 — Tg1 Cuarţite feldspatice albe şi verzi, şisturi cuarţitice sericitoase

UNITATEA DE PIETROSU BISTRIŢEI

VENDIAN
9 — Formaţiunea de Pietrosu Bistriţei
Paragnaise, micaşisturi şi porfiroide de Pietrosu (pp)

UNITATEA DE IACOBENI

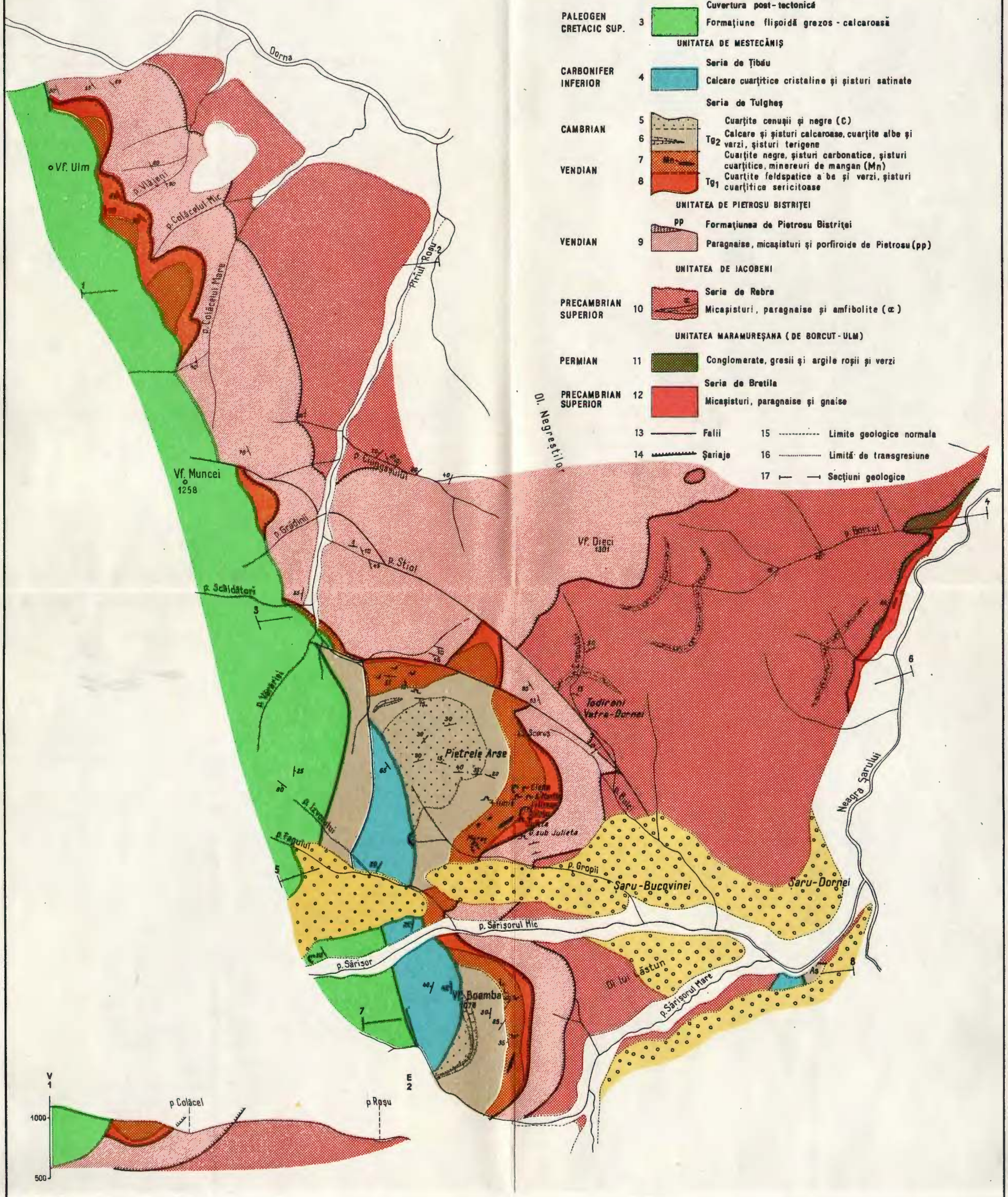
PRECAMBRIAN SUPERIOR
10 — Seria de Rebra
Micaşisturi, paragnaise şi amfibolite (α)

UNITATEA MARAMUREŞANA (DE BORCUT-ULM)

PERMIAN
11 — Conglomerate, gresii şi argile roşii şi verzi

PRECAMBRIAN SUPERIOR
12 — Seria de Bretila
Micaşisturi, paragnaise şi gnaise

13 — Falii
14 — Şariaje
15 — Limite geologice normale
16 — Limită de transgresiune
17 — Secţiuni geologice



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 157—158

5. TECTONICĂ ŞI GEOLOGIE REGIONALĂ

RECENZII

MERVYN S. FATERSON : *Experimental Rock Deformation — the Brittle Field.* Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York, 1978.

Lucrarea abordează un subiect interesant şi în general puţin cunoscut de marea majoritate a geologilor.

În 244 pagini (din care 48 sînt numai cu referinţe bibliografice) şi 52 figuri, autorul trece în revistă numeroase aspecte, provenite din experimentări sau din investigaţii matematice şi fizice, care privesc în esenţă fenomenul de fracturare (faliere).

După o scurtă introducere a cititorului în problematica terminologiei şi aparaturii folosite, sînt studiaţi diferiţii factori care influenţează stressul fracturării şi, în general, natura acesteia. Se continuă apoi cu analiza bazei teoretice a fracturării sau falierii şi a modelelor propuse. Sînt abordate de asemenea aspecte privind rolul şi influenţa pe care o are prezenţa fluidelor (aer, apă, petrol etc.) în porii rocilor, în fenomenul de fracturare. Prezentarea rezultatelor exuperimentale privind fenomenele de fricţiune şi alunecare în timpul deformării, îl conduce pe autor la analiza comportării procesului de „deplasare fluctuantă", cu implicaţii în explicarea mecanismului cutremurelor.

Lucrarea abordează de asemenea aspectele comportării materialului în domeniul casant din punct de vedere al dezvoltării progresive a deformării, cît şi a comportării lui înainte (dilatare, emisiuni acustice, viteza undelor elastice) şi după fracturare.

O atenţie deosebită se acordă tranziţiei de la domeniul casant la domeniul ductil, analizei factorilor care o generează şi bazelor fizice ale acestei tranziţii.

În ultima parte a lucrării se examinează mecanica fracturării, cu privire specială la geologia inginerească.

Prin documentarea foarte bogată cît şi prin claritatea tratării, lucrarea este un document de valoare pentru specialiştii geologi şi geofizicieni.

Cu precădere ea foloseşte geologilor structuraliştti, seismotectonicienilor, seismologilor, specialiştilor în geologia inginerească. Deopotrivă lucrarea ajută, indirect, specialiştii în metamorfism.

M. Săndulescu

TERESTRIAL HEAT FLOW ÎN EUROPA : *Inter-Union Commision of Geodynamics Socientific Report No. 58 ;* Springer-Verlag Berlin 1979 — Editat de V. Cermak şi L. Kybak.

Volumul este o monografie care constituie o primă încercare de prezentare a rezultatelor cercetărilor din domeniul geotermiei, la scară continentală. Sînt

Institutul Geologic al României

incluse contribuţiile unor specialişti din diferite ţări privind probleme cu caracter general sau specific anumitor regiuni.

Tematica generală abordează următoarele probleme: elaborare de hărţi, metodologie de măsurarea şi aparatura utilizată, etc.

Dintre acestea amintim „Harta fluxului termic pentru Europa" realizată pe baza a peste 3000 de observaţii, la care se adaugă valorile temperaturilor măsurate în foraje la diferite adîncimi, valori ale gradienţilor şi caracteristicile fluxului termic local. Altă hartă interesantă este cea a fluxului termic global cu referire specială la Europa.

În ceea ce priveşte măsurătorile, sînt discutate critic cele efectuate în mări şi lacuri cît şi influenţa diferiţilor factori asupra lor. Este abordată şi problema corecţiilor legate de măsurătorile de temperatură din adîncime în funcţie de relief prezentîndu-se o exemplificare pe Alpi.

Un alt aspect dezbătut este cel referitor la legătura dintre fluxul termic şi ciclul hidrologic cu exemple din Israel.

Se mai abordează problema anomaliilor de conductivitate termică şi variaţiile pe verticală ale fluxului termic, a variaţiilor de temperatură în mantaua superioară, a fluxului termic şi tectonicii rupturale, a relaţiilor dintre grosimea crustală, fluxul termic şi mişcările verticale recente.

Ultima dintre lucrările cu caracter general abordează implicaţiile studiilor referitoare la fluxul termic pentru prospectarea energiei geotermale, inclusiv prezentarea unor tipuri de zăcăminte.

Lucrările cu caracter naţional (regional) abordează probleme specifice diferitelor ţări din Europa inclusiv ţara noastră (Veliciu S. şi Demetrescu C.). Materialele prezentate au fost elaborate pe baza rezultatelor cercetărilor efectuate de numeroase instituţii şi specialişti. Unele lucrări includ opinii personale ale autorilor privind semnificaţia şi interpretarea unor date specifice anumitor zone.

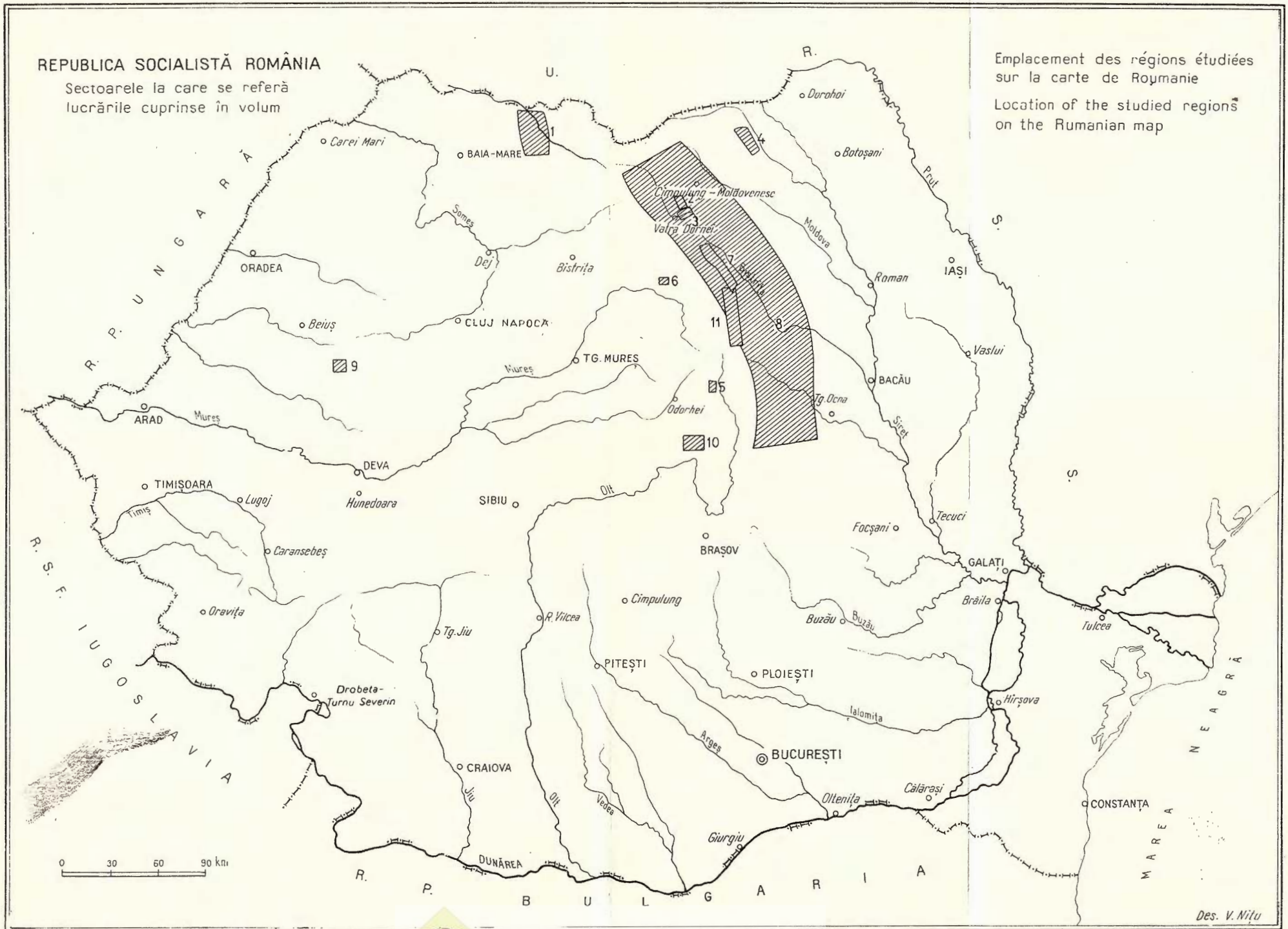
În concluzie se poate aprecia că această monografie poate servi ca un tratat sau chiar ca un manual foarte util pentru interpretarea aspectelor complexe, geologice, geofizice şi tectonofizice ale structurilor crustale şi litosferice, ale fenomenelor de adîncime şi ale evoluţiei tectonice a continentului European.

Pe harta anexată sînt prezentate foarte sugestiv (cu 12 culori) caracteristicile suprafeţelor de flux termic cu ajutorul izoliniilor, ariile geotermale fiind caracterizate printr-un flux termic ridicat. Harta constituie un instrument de lucru ajutător, eficient în vederea identificării de resurse geotermale cît şi în vederea dezvoltării lor.

Margareta Peltz

134575

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Tehnoredactor şi corector : ELENA BANDRABUR
Traduceri : MARIANA BORCOŞ, ADRIANA BĂJENARU
Ilustraţia : V. NIŢU

Dat la cules : octombrie 1980. Bun de tipar : feb. 1981 Tiraj : 700 ex. Hîrtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 10. Comanda 815. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55 (058)

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informaţia", str. Brezoianu nr. 23—25. Bucureşti — România

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale şedinţelor) 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 şi Geofizică - à partir du tome LXI (1975)

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVI
1979

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE

Institutul Geologic al României