B.I.G.
97.814

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

# ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLV

97.814

BUCUREŞTI
1975

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

# ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLV

BUCUREŞTI
1975

Institutul Geologic al României

Tehnoredactor : ELENA BANDRABUR
Traducători : MARIA BORCOȘ, VALENTINA CHIUȚU, ADRIANA NĂSTASE
Ilustrația : V. NIȚU

*Dat la cules : ianuarie 1975. Bun de tipar : mai 1975. Tiraj : 950 ex. Hîrtie scris I A. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar 12,5. Comanda 2103. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55 (058)*

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu nr. 23—25, București—România.

Institutul Geologic al României

# CUPRINS

Pag.

Săndulescu M. Studiul geologic al părţii centrale şi nordice a sinclinalului Hăghimaş (Carpaţii Orientali) . . . . . 5

Institutul Geologic al României

# CONTENU

Page

Săndulescu M. Étude géologique de la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăghimaş (Carpates Orientales) . . . . . 167

Institutul Geologic al României

**Mamei mele....**

Motto

*"Există câteva lucruri care nu pot fi învățate repede, și timpul, adică singura noastră avuție, trebuie risipit din plin ca plată pentru însușirea lor. Sînt lucrurile cele mai simple cu putință, și cum pentru a le afla e nevoie de o viață întreagă, stropul de noutate, pe care fiecare om o culege pe lume, e foarte costisitor și-i unica moștenire ce-o lasă după sine...."*

Ernest Hemingway

Institutul Geologic al României

# STUDIUL GEOLOGIC AL PĂRȚII CENTRALE ȘI NORDICE A SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ (CARPAȚII ORIENTALI)[1]

DE

MIRCEA SĂNDULESCU[2]

## Abstract

Geological Study of the Central and Northern Part of the Hăghimaș Syncline (East Carpathians). The Hăghimaș syncline is a „nappes syncline" wherein one could distinguish three superposed alpine tectonic units characterized by proper Mesozoic sedimentary series : the Bucovinian Nappe, the Sub-Bucovinian Nappe and the Hăghimaș Nappe. The *Bucovinian Nappe*. The crystalline schists forming this nappe have a complicated structure with prealpine, probably Hercynian, nappes (nappe of the Rarău gneisses). The Bucovinian Mesozoic covers the Werfenian-Albian interval, being characterized by : the presence of jaspers at several levels (Seisian, Anisian-Ladinian, Callovian-Oxfordian and Barremian), the Liassic hematitic oölitic development, the pelagic facies of the Tithonian-Neocomian as well as by the development of the Barremian-Albian Wildflysch formation. *The Sub-Bucovinian Nappe*. This nappe is constituted of crystalline schists and Werfenian-Neocomian sedimentary formations. The sedimentary series is characterized by a very reduced thickness and by the presence of numerous discontinuities, elements which permit the distinguish of a Sub-Bucovinian ridge. *The Hăghimaș Nappe*. This unit has no crystalline formations. It is made up of Upper Jurassic and Lower Cretaceous neritic, massive calcareous formations, at the basis of which there are trained tectonic slices formed of Triassic and Liassic (Adneth) formations. The Vraconian-Cenomanian conglomerates form the post-tectonic cover of the above mentioned units. *Tectonics*. The Bucovinian and Sub-Bucovinian nappes are basement shearing nappes. They are part of the East Carpathian central group (system) of nappes. The Hăghimaș nappe-a Transylvanian nappe, is a decollement cover nappe. The main tectogenesis phase is the Mesocretaceous one. It had been proceded by early pre-paroxysmal deformations, recognized especially in the Bucovinian nappe, which developed during the Triassic and the Donetz, Nevadian and Australoalpine phases. Post-paroxysmal retrothrustings and retrofoldings took place at

[1] Teză de doctorat.

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

Institutul Geologic al României

the end of the Upper Cretaceous and during the Tertiary. Reconstituting the preparoxysmal elements of the crystalline Mesozoic zone one may distinguish, inner outwards, the Transylvanian trough, the pre-Transylvanian Cordillera, the Bucovinian trough, the Sub-Bucovinian ridge and the Bretilian shelf.

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere . . . . . 6
I. Generalităţi . . . . . 8
Caractere geologice generale . . . . . 8
Caractere hidrografice . . . . . 9
Caractere orografice . . . . . 12
II. Evoluţia cunoştinţelor asupra geologiei sinclinalului Hăghimaş . . . . . 15
III. Stratigrafie . . . . . 26
Şisturile cristaline . . . . . 26
Seria gnaiselor de Rarău . . . . . 26
Seria de Tulgheş . . . . . 30
Roci filoniene . . . . . 33
Formaţiuni sedimentare . . . . . 34
Triasic . . . . . 34
Liasic . . . . . 57
Dogger . . . . . 64
Malm-Neocomian . . . . . 73
Urgonian . . . . . 95
Barremian-Albian (Formaţiunea de Wildflysch) . . . . . 97
Vraconian-Cenomanian (Conglomeratele de Bîrnadu). . . . . 113
IV. Tectonica . . . . . 116
Tectonica ante-alpină a şisturilor cristaline . . . . . 118
Tectonica pînzei bucovinice . . . . . 123
Tectonica pînzei sub-bucovinice . . . . . 136
Tectonica pînzei Hăghimaşului . . . . . 137
Tectonica post-paroxismală . . . . . 144
V. Consideraţii paleotectonice asupra sinclinalului Hăghimaş în cadrul general al structurii Carpaţilor Orientali . . . . . 148
Concluzii . . . . . 156

## INTRODUCERE

Începute în 1964, cercetările din partea centrală a sinclinalului Hăghimaş m-au convins repede că această regiune este departe de a-şi fi trădat toate secretele privind structura ei geologică. Mai mulţi ani de lucru pe teren şi în laborator mi-au confirmat bănuielile. Lucrarea

Institutul Geologic al României

de faţă reprezintă rodul unor eforturi fizice şi de gîndire, pe cît de grele sau complicate, pe atît de exaltante. Imaginea structurală la care am ajuns, sensibil schimbată faţă de toate celelalte lucrări executate în această parte a Carpaţilor Orientali, înscrie regiunea sinclinalului Hăghimaş în rîndul sectoarelor carpatice cu structură extrem de complicată — model de structură alpină.

Problemele cu care am fost confruntat în timpul cercetărilor au fost multiple, atît de ordin stratigrafic cît şi tectonic. Am fost nevoit să abordez domenii noi de cercetare cu care eram mai puţin familiarizat înainte de aceasta, ca de exemplu, studiul microfaciesurilor, dar care m-a ajutat sensibil la descifrarea succesiunilor carbonatice ce abundă în regiune. Pentru înţelegerea mai profundă a structurii sinclinalului Hăghimaş a trebuit să cunosc în detaliu structura generală a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali pe care am parcurs-o în lungul tuturor marilor profile transversale deschise de principalele văi ce o străbat. Am ajuns, sper, ca în final să încheg într-un tot omogen multitudinea de observaţii şi de gînduri care m-au frămîntat de atîtea ori în timpul lucrului.

Dacă rezultatele la care am ajuns sînt într-adevăr valoroase meritul meu este mult mai mic decît cel al eminenţilor mei dascăli care mi-au îndrumat paşii pe dificilul drum al Ştiinţelor Pămîntului. Este o datorie, pe care mă grăbesc să o îndeplinesc cu respect şi gratitudine, aceea de a aduce mulţumirile mele cele mai profunde şi sincere pentru îndrumarea şi ajutorul pe care mi l-au dat:

Profesorului dr. doc. Ion Dumitrescu, alături de care am crescut ca geolog, care mi-a împărtăşit vasta domniei-sale experienţă, mi-a sădit în minte şi în suflet secretul gîndirii profunde, iscoditoare şi intrasigente pe care îl stăpîneşte cu atîta măestrie şi mi-a deschis cu un admirabil altruism drumul consacrării; toată activitatea mea geologică poartă pecetea şcolii pe care am făcut-o în preajma domniei-sale.

Regretatului prof. dr. doc. Mircea Ilie, cu care am păşit prima dată cu harta, ciocanul şi busola în mînă, pe văile şi dealurile Transilvaniei, descoperind „misterul" geologiei şi lîngă care am înţeles că aceasta nu este numai o ştiinţă ci şi o artă.

Profesorului dr. doc. Theodor Joja, lîngă care am lucrat prima mea contribuţie originală şi de la care am deprins spiritul viu şi incisiv al disputelor geologice.

Academicienilor prof. dr. doc. V. Ianovici, regretatului prof. dr. doc. Al. Codarcea şi prof. dr. doc. Gh. Murgeanu, care mi-au acordat toată solicitudinea şi spiritul în procesul formării şi perfecţionării mele profesionale.

Institutul Geologic al României

Acad. prof. dr. doc. M. G. Filipescu, regretatului prof. dr. doc. Gr. Răileanu şi prof. dr. doc. D. Rădulescu, care mi-au arătat totdeauna toată înţelegerea şi m-au sprijinit în activitatea de cercetare.

Tuturor colegilor de la I.G.G. şi mai ales celor care au lucrat în zona cristalino-mezozoică şi cu care am avut fructuoase discuţii, precum şi celor care m-au ajutat cu multă prietenie în timpul definitivării lucrării le aduc cele mai calde mulţumiri, conştient fiind că atmosfera de efervescenţă creatoare, seriozitate şi emulaţie ştiinţifică ce domneşte în acestă instituţie a contribuit direct la ridicarea calităţii cercetărilor mele.

Închei aceste cîteva rînduri cu un gînd de pioasă recunoştinţă pentru mama şi de profundă gratitudine pentru tata, care au ştiut să treacă peste orice sacrificiu moral sau material pentru a-mi uşura învăţătura şi care mi-au sădit în suflet religia conştiinciozităţii şi a cinstei.

## I. GENERALITĂŢI

Regiunea care face obiectul studiului de faţă este situată în partea centrală a Carpaţilor Orientali în cuprinsul zonei cristalino-mezozoice. În parte, ea cuprinde creasta principală a catenei care corespunde, în acest sector, cu cumpăna de ape dintre bazinele hidrografice ale Oltului, Mureşului şi Bistriţei, precum şi zona situată imediat la est de aceasta.

### Caractere geologice generale

Regiunea studiată acoperă un segment din ceea ce V. Uhlig (1903) a denumit „sinclinalul marginal estcarpatic" (Ostkarpatische randmulde). Autorul citat desemna prin această denumire o zonă sinclinală foarte alungită situată la marginea externă (estică) a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. În această zonă sinclinală s-au conservat depozite mezozoice mai mult sau mai puţin groase, suportate de şisturi cristaline. În lungul său sinclinalul marginal estcarpatic prezintă o importantă ridicare axială situată între valea Bistriţei şi valea Bistricioarei, ridicare axială marcată de îndepărtarea totală sau parţială a depozitelor mezozoice. La sud şi la nord de această ridicare axială se dezvoltă cele două segmente principale afundate ale sinclinalului marginal şi anume: sinclinalul Rarău şi sinclinalul Hăghimaş. În timp ce umplutura sinclinalelor este formată din depozite mezozoice, flancurile lor sînt marcate atît de depozite mezozoice cît şi de şisturile cristaline de sub aceasta, a căror dezvoltare este continuă pe aripa vestică şi discontinuă pe aripa estică.

Institutul Geologic al României

În ansamblul său zona cristalino-mezozoică este alcătuită din mai multe pînze de şariaj alpine, suprapuse, care se grupează în două sisteme sau grupe distincte atît ca geneză cît şi ca alcătuire. Sistemul inferior este reprezentat de grupa pînzelor centrale care sînt pînze de forfecare ce cuprind formaţiuni cristalofiliene şi depozite mezozoice prevraconiene; aceste pînze sînt pînze de soclu. Sistemul superior cuprinde grupa pînzelor transilvane care sînt pînze de decolare; ele sînt pînze de cuvertură.

Grupa pînzelor centrale ocupă cea mai mare parte a sectorului central şi nordic al zonei cristalino-mezozoice, cunoscut şi sub numele de masivul maramureşan (D. Andrusov). Grupul pînzelor transilvane a fost puternic afectat de eroziune, fapt normal de altfel avînd în vedere poziţia sa superioară, resturile sale găsindu-se păstrate în cadrul masivului maramureşan numai în sinclinalele Hăghimaş şi Rarău.

Din grupa pînzelor centrale fac parte pînza bucovinică şi pînza sub-bucovinică. Acestora li se adaugă, în sectorul nordic al masivului maramureşan cîteva unităţi mai profunde al căror caracter de pînză independentă sau de duplicatură nu este încă pe deplin clarificată.

În grupa pînzelor transilvane se pot deosebi două pînze: pînza de Hăghimaş şi pînza de Perşani.

În sinclinalul Hăghimaş am putut recunoaşte: pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică şi pînza Hăghimaşului. Privit din acest punct de vedere sinclinalul Hăghimaş este un sinclinal de pînze. Este evident deci că el este o formă structurală şi nu o fosă de sedimentare, întrucît în cadrul lui sînt suprapuse tectonic depozitele mezozoice provenite din trei zone de sedimentare diferite.

## Caractere hidrografice

În aria cercetată de noi reţeaua hidrografică cuprinde porţiuni din bazinele următoarelor cursuri principale de apă: Olt, Bicaz, Bistricioara şi Trotuş. Cea mai mare parte a regiunii este ocupată de bazinul hidrografic al Bicazului. Urmează, în ordinea mărimii suprafeţei cuprinse în aria cercetată, bazinele Oltului, Bistricioarei şi Trotuşului.

### Bazinul hidrografic al Bicazului

Valea Bicazului este una din principalele văi transversale ce străbat partea internă a Carpaţilor Orientali. Ea izvorăşte din Lacul Roşu, lac natural de acumulare format în 1838 prin bararea văii Bicazului de o mare pornitură ce s-a produs pe clina nord-vestică a muntelui Ghilcoş.

Institutul Geologic al României

Această pornitură s-a format în special pe seama formațiunii de Wildflysch eocretacic de pe versantul vestic al muntelui Ghilcoș, antrenînd atît depozitele din patul cît și cele din acoperișul acestuia. Lacul Roșu este alimentat de mai multe pîraie dispuse radiar : pîrîul Suhardu la nord, pîrîul Licaș și pîrîul Pietrii Roșii la vest și pîrîul Hăghimașului sau pîrîul Oii la sud. Aceste pîraie, a căror confluență înainte de formarea Lacului Roșu reprezenta un nod hidrografic, dădeau naștere prin unirea lor pîrîului Bicaz. Pare evident faptul că bararea văii tocmai în acest nod hidrografic a determinat dimensiunile relativ mari ale Lacului Roșu.

Principalii afluenți ai Bicazului, în regiunea cercetată, sînt : pîrîul Lapoș, pîrîul Șugău, pîrîul Țepeșeni, pîrîul Jidanului (pe stînga), pîrîul Bicăjel și pîrîul Dămuc (pe dreapta) ; pîraiele Dămuc și Bicăjel sînt cele mai lungi (18-20 km).

În general caracterul rețelei hidrografice în bazinul Bicazului este pronunțat rectangular, mai ales pentru afluenții sudici (dreapta) : valea Bicăjelului și valea Dămucului sînt văi longitudinale tipice ; același caracter îl au și valea Lapoșului și valea Șugăului în cursul lor inferior, în cel superior fiind văi cu caracter transversal. Valea Jidanului are un curs transversal în cuprinsul sinclinalului Hăghimaș și devine oblică în zona flișului.

Bazinul superior al Bicazului, care ocupă cea mai mare parte a regiunii cercetate de noi, are o formă dreptunghiulară alungită N-S, determinată în primul rînd de caracterul longitudinal al majorității afluenților Bicazului și de lungimea lor relativ mare.

Profilul transversal al văilor în bazinul hidrografic al Bicazului este foarte variat. În zonele de dezvoltare a masivelor calcaroase jurasic-neocomiene și în mai mică măsură în masivele dolomitice triasice, văile au pereții abrupți formînd numeroase chei dintre care unele prezintă denivelări mari : 400-500 m — Cheile Bicazului și Cheile Bicăjelului, 250-300 m — Cheile Lapoșului. Cu totul altul este aspectul văilor ce străbat formațiunea de Wildflysch. Cea mai tipică este valea Bicăjelului ; în zonele unde străbate aceste depozite ea are o zonă aluvionară foarte largă de 100-500 m, iar versanții au pante relativ domoale, cu forme moi. Uneori, cînd cursul Bicăjelului se apropie de masa calcaroasă a pînzei Hăghimașului, versanții sînt evident asimetrici.

Valea Dămucului este o vale epigenetică longitudinală cu afluenți dirijați perpendicular și inegal dezvoltați, cei de pe stînga fiind mai scurți decît cei de pe dreapta. Această vale împreună cu valea Jidanului sînt singurele văi din bazinul superior al Bicazului care prezintă terase și acestea dealtfel destul de slab dezvoltate. Majoritatea lor sînt terase joase, 5-10 m.

Institutul Geologic al României

Pe interfluviul dintre Dămuc şi Bicaz, chiar în zona de confluenţă se întîlneşte cea mai ridicată terasă (+30 m) din regiunea cercetată.

Atît pe valea Dămucului cît şi pe valea Jidanului conurile de dejecţie (agestrele) sînt relativ frecvente, ca de altfel şi pe valea Bicazului, în acest din urmă caz însă numai la ieşirea ei din zona cristalino-mezozoică.

**Bazinul hidrografic al Oltului**

În teritoriul cercetat am cuprins numai o foarte mică parte a bazinului superior al Oltului, mai precis afluenţii stînga din regiunea lui de izvoare.

Începînd din şaua Ciofronca spre sud versantul vestic al munţilor Hăghimaş este străbătut de văi scurte şi repezi, cu un pronunţat caracter torenţial în jumătatea lor superioară. De la nord spre sud acestea sînt: pîrîul Ciofronca, pîrîul Fagul Oltului, care poate fi considerat ca izvorul Oltului, pîrîul Naghiag, pîrîul Ghingemeneş, pîrîul Sec, pîrîul Covaci, pîrîul Simin, pîrîul Balint.

Toate aceste pîraie au un traseu transversal: ele izvorăsc în masivele calcaroase ale Hăghimaşului Mare, Ocemului şi Pietrii Crăpate. În zona în care străbat formaţiunile mezozoice, caracterul lor este torenţial, pentru a deveni mai puţin repezi în momentul în care intră în şisturile cristaline.

Marea majoritate a acestor văi sînt umplute în jumătatea lor superioară şi uneori pe aproape toată lungimea lor (pîrîul Sec), cu pornituri importante formate pe seama depozitelor de Wildflysch de sub pînza Hăghimaşului.

**Bazinul hidrografic al Bistricioarei**

Din bazinul hidrografic al Bistricioarei nu am cuprins, în regiunea cercetată de noi, decît regiunea de izvoare a cîtorva afluenţi ai ei, situaţi în jurul muntelui Hăghieş.

Această porţiune din bazinul Bistricioarei este drenată de o reţea radiară asimetrică, cursurile de apă pornind divergent din versanţii vestic, nordic şi estic al muntelui Hăghieş.

Şi aici ca şi în bazinul Oltului cursul superior al pîraielor mai mari este marcat de importante pornituri generate de alunecarea depozitelor de Wildflysch.

Cele mai importante pîraie din acest bazin sînt pîrîul Bălai cu o zonă de izvoare foarte ramificată, pîrîul lui Marcu şi pîraiele din bazinul pîrîului Pintec la nord de muntele Chicera.

Institutul Geologic al României

### Bazinul hidrografic al Trotuşului

În extremitatea sudică a regiunii cercetate am cuprins o mică parte din bazinul pîrîului Valea Rece afluent al Trotuşului şi anume pîraiele Muntele Fagului şi Valea Mare, ambele cu un traseu transversal în zona cristalino-mezozoică.

### Caractere orografice

Regiunea cercetată de noi cuprinde în întregime partea mijlocie şi nordică a munţilor Hăghimaş. Acest masiv muntos face parte din grupa munţilor Bistriţei moldovene (M i h ă i l e s c u, 1963) şi este limitat la nord de văile Bistricioarei şi Putna Întunecată, la vest de valea Oltului, la est de valea Dămucului şi de culoarul înalt al Bistriţei iar la sud de pasul Ghimeş.

Creasta principală a munţilor Hăghimaş, care la sud de şaua Pîngăraţi corespunde cu creasta hidrografică a Carpaţilor Orientali, cuprinde următoarele vîrfuri mai importante : Piatra Crăpată (1461 m), Ocem (1706 m), Hăghimaşul Mare (1792 m), Telecul Mic (1590 m), Piatra Ciofronca (1602 m), Muntele Calului (1620 m), Licaşul (1670 m), Lapoş (1440 m) şi Hăghieş (1502 m).

Principalele şei ale crestei principale sînt : şaua Iavardi (1302 m) la sud de Piatra Crăpată, „Curmătura" (1450 m) între Ocem şi Hăghimaşul Mare, şaua Ciofronca (1440 m), la nord de Telecul Mic, şaua Pîngăraţi (1252 m) şi şaua de la sud de Hăghieş.

Din Hăghimaşul Mare se desprinde spre nord o creastă secundară pe care se înşiră vîrfurile Telecul Mare (1690 m), Hăghimaşul Negru (1771 m) şi Ghilcoş (1405 m), la sud de valea Bicazului. La nord de această vale, culmea îşi pierde individualitatea fragmentîndu-se într-o serie de vîrfuri, Suhardu Mic (1310 m), Bardosu (1275 m) etc., separate de văi abrupte.

În partea estică a munţilor Hăghimaş se individualizează o creastă mai coborîtă foarte bine marcată la sud de valea Bicazului unde este cuprinsă între văile longitudinale ale Dămucului şi Bicăjelului. Este aşa numita creastă a Dămucului cu înălţimi cuprinse între 1100 şi 1300 m. Creasta are un profil longitudinal înclinat spre nord, spre valea Bicazului, fapt considerat de M i h ă i l e s c u (1963) ca un argument pentru vîrsta relativ veche a acestei văi.

La nord de valea Bicazului oarecum în prelungirea crestei Dămucului se găseşte muntele Jidanului (1419 m) şi muntele Chicera (1343 m).

Institutul Geologic al României

M i h ă i l e s c u (1963) distinge în munţii Hăghimaşului două trepte de relief : una înaltă în vest (culmea Curmătura) care corespunde cu creasta principală şi creasta secundară, amintite mai sus şi o treaptă mai joasă (culmea Tulgheş-Valea Rece) care corespunde crestei Dămucului şi prelungirii ei nordice. Autorul menţionat consideră aceste trepte ca podişuri de netezire subaeriană (op. cit. p. 143) marcate de aspectul plat al interfluviilor în raport cu versanţii văilor. Acest aspect este foarte evident mai ales în cuprinsul masivelor calcaroase ce alcătuiesc pînza Hăghimaşului (Bardosu, Suhardu Mic, Ghilcoş, Hăghimaşul Negru, Telec etc.). Vîrsta podişurilor de netezire trebuie considerată mai veche decît vîrsta reţelei hidrografice a văii Bicazului care fragmentează evident suprafaţa lor. Cum formarea văii Bicazului este considerată ca avînd loc în Pliocen (M i h ă i l e s c u, 1963) trebuie să considerăm podişurile de netezire cel puţin de această vîrstă, poate şi mai vechi.

Aspectul reliefului este sensibil influenţat de alcătuirea geologică a regiunii. In zonele de dezvoltare a maselor calcaroase şi dolomitice s-au format pereţi abrupţi, la baza cărora se dezvoltă pînze de grohotişuri, uneori de dimensiuni mari („morile" Ocemului). În schimb în zonele în care formaţiunea de Wildflysch este bine dezvoltată, relieful are forme domoale, cu culmi în general rotunjite şi cu numeroase pornituri.

În împrejurimile Lacului Roşu mai ales şi în general pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş se observă cel mai bine exprimate suprafeţe structurale formate pe seama depozitelor triasice, mediojurasice şi cretacice. Ele înclină spre est marcînd uneori foarte elocvent structura acestui flanc. Structura tectonică este bine evidenţiată în relief mai ales atunci cînd mase calcaroase sau dolomitice vin în contact cu formaţiunea de Wildflysch. Este cazul în special al pînzei Hăghimaşului a cărei suprafaţă de şariaj, mai precis urma acesteia, este bine exprimată prin contrastul între relieful abrupt al calcarelor neojurasice-eocretacice ale pînzei şi relieful moale al Wildflysch-ului. Unele falii transversale mai importante sînt de asemenea clar exprimate în relief, mai ales cînd afectează atît pînza Hăghimaşului cît şi pînza bucovinică.

Inversiunile de relief sînt destul de frecvente. În nordul munţilor Hăghimaş două vîrfuri importante, Hăghieşul şi Chicera, corespund unor sinclinale mai mult sau mai puţin complicate. Mai spre sud muntele Jidanului, Ciurgăul şi muntele Vete corespund de asemenea unor sinclinale ale cuverturii post-tectonice (conglomerate de Bîrnadu).

Institutul Geologic al României

**Carstul**

Prezenţa rocilor carbonatice a favorizat dezvoltarea formelor de eroziune carstică. În munţii Hăghimaş carstul de suprafaţă pare a fi sensibil mai dezvoltat decît cel subteran.

Cele mai importante forme carstice de suprafaţă sînt reprezentate de cheile săpate în masa calcarelor din pînza Hăghimaşului : cheile Bicazului, cheile Bicăjelului şi cheile Lapoşului.

Cheile Bicazului sînt cele mai importante atît prin lungimea (3,8 km) cît şi prin adîncimea lor (400-600 m). Ele au două segmente distincte, separate de o zonă în care valea se lărgeşte aşa încît s-ar putea vorbi de cheile superioare ale Bicazului cuprinse între ieşirea din staţiunea climaterică Lacul Roşu şi cabana „Cheile Bicazului" şi cheile inferioare ale Bicazului cuprinse între gura pîrîului Lapoş şi gura pîrîului Bîrnad. Cele mai importante sînt cheile inferioare cărora li se adaugă spre sud cheile Bicăjelului lungi de 1,5 km şi adînci de 300-400 m, legate direct de primele în zona de confluenţă a Bicazului cu Bicăjelul. Cheile Lapoşului se dezvoltă pe o lungime de 1,3 km şi au o adîncime medie de 250 m.

Cheile Bicazului, Lapoşului şi Bicăjelului formează un ansamblu carstic important, unul din cele mai mari din Carpaţii Orientali.

Chei de dimensiuni mai mici se mai cunosc în cursul mijlociu al Bicăjelului (cheile Duruitoarea şi Piatra Bicazului), pe valea Bicazului în zona de confluenţă cu pîrîul Şugău (cheile mici ale Bicazului), sau în legătură cu masivele de dolomite străbătute de pîraiele Muntele Calului şi Pîrîul lui Cioflec.

În afară de chei pe toată întinderea maselor calcaroase ale pînzei Hăghimaşului sînt răspîndite formele de lapiezuri şi doline. Formele carstice mai mari decît dolinele sînt cunoscute în zona cuprinsă între muntele Telecul Mare şi muntele Telecul Mic, cunoscută sub denumirea de Poiana Albă. Ea poate fi considerată ca reprezentînd o uvală de 800 m lungime şi 200-250 m lăţime.

Carstul subteran este puţin dezvoltat în munţii Hăghimaşului. În perimetrul cercetat se cunosc doar două peşteri de dimensiuni mici : peştera Telec săpată în conglomerate calcaroase şi peştera Hăghimaşul Negru în calcare tithonice, iar în imediata vecinătate a limitei vestice a regiunii studiate, avenul Licaş în dolomite triasice.

Dezvoltarea redusă a carstului subteran în raport cu cel de suprafaţă ne-ar conduce la concluzia tinereţii carstului în munţii Hăghimaş fapt care

Institutul Geologic al României

vine întrucîtva în contradicţie cu ipoteza vîrstei pliocene a văii Bicazului, deşi faptul că cele mai importante forme carstice sînt legate tocmai de această vale ar explica oarecum contradicţia semnalată.

## II. EVOLUŢIA CUNOŞTINŢELOR ASUPRA GEOLOGIEI SINCLINALULUI HĂGHIMAŞ

Cunoaşterea geologică a sinclinalului Hăghimaş a parcurs mai multe etape ce corespund, în general, cu cele ale cunoaşterii structurii geologice a zonei cristalino-mezozoice, în general.

Prima etapă înmănunchiază cercetările făcute în sec. XIX. Ea se încheie prin remarcabilele lucrări ale lui Uhlig (1903, 1907), care sintetizează cunoştinţele dobîndite pînă la acea dată, într-o vedere de ansamblu la scara Carpaţilor. Din aceeaşi etapă putem considera şi lucrarea lui Vadasz (1915).

A doua etapă cuprinde studiile făcute după primul război mondial pînă în 1944. Ele reprezintă, cu mici excepţii, lucrările lui I. Atanasiu şi I. Băncilă, care sînt primele studii moderne asupra sinclinalului Hăghimaş.

A treia etapă corespunde perioadei de după al doilea război mondial, cînd în întreaga zonă cristalino-mezozoică şi implicit în sinclinalul Hăghimaş, au fost făcute cercetări complexe de detaliu, atît pentru scopuri ştiinţifice cît şi practice.

**Etapa I.** Primele informaţii asupra regiunii ocupate de sinclinalul Hăghimaş le deţinem de la Lill de Lillienbach (1833) care în timpul călătoriei întreprinse în Carpaţi parcurge cîteva trasee ce străbat transversal sinclinalul.

Informaţii mai precise asupra munţilor Hăghimaş ni le oferă primele lucrări ale lui Hauer (1859 a, b) care menţionează în această regiune: şisturi cristaline, gresii şi calcare liasice, calcare jurasice, diabaze şi melafire, conglomerate grosiere eocene, precum şi gresia carpatică pe care o divide în două: gresia carpatică eocenă şi cretacică. Din aceste lucrări merită să subliniem semnalarea la W de masa calcarelor jurasice din masivul Hăghimaş a diabazelor şi melafirelor şi a gresiilor de culoare neagră pe care le atribuie Liasicului; este după părerea noastră prima menţiune despre depozitele de Wildflysch pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş.

Prima lucrare de sinteză asupra Transilvaniei, care cuprinde bineînţeles şi regiunea ce ne interesează, este publicată de Hauer şi Stache

Institutul Geologic al României

(1863). Autorii continuă să atribuie conglomeratele de la est de masa mare a calcarelor din Hăghimaş, Eocenului şi anume Eocenului inferior, considerîndu-le discordante pe depozitele mai vechi. Întreaga masă de roci carbonatate de pe flancul vestic al sinclinalului este atribuită Jurasicului; sînt citate primele fosile ce dovedesc prezenţa Malmului în Hăghimaşul Mare. De sfîrşitul Jurasicului este legat şi începutul manifestaţiilor eruptive bazice, care sînt comparate cu teschenitele din Carpaţii Occidentali. Asupra vîrstei liasice a rocilor grezoase negricioase de pe versantul vestic al Hăghimaşului sînt făcute de această dată unele rezerve; nu se pomeneşte nimic despre prezenţa Triasicului în regiune. Într-un capitol special al lucrării sînt date o serie de precizări de detaliu asupra localizării formaţiunilor din „munţii Ciucului şi Gheorghienilor" (p. 304—311).

Regiunea munţilor Hăghimaş mai este menţionată în două lucrări de generalizare ale lui H a u e r (1873, 1878), în care însă toate datele noi faţă de cele expuse în „Geologie Siebenbürgens" (H a u e r şi S t a c h e, 1863) se datoresc cercetărilor lui F r. H e r b i c h.

Cercetările întreprinse de H e r b i c h au marcat o importantă etapă în cunoaşterea geologică a sinclinalului Hăghimaş. O mare parte din cuiburile fosilifere importante au fost descoperite de acesta, fapt care a avut ca urmare o cunoaştere mult mai amănunţită a stratigrafiei regiunii. În primele sale lucrări publicate (H e r b i c h, 1866, 1870), el consemnează o sumă de date de detaliu privind depozitele sedimentare din sinclinalul Hăghimaş cît şi şisturile cristaline de pe cele două flancuri. În aceste prime lucrări sînt menţionate deja faunele: bathoniană de la Lacul Roşu, kimmeridgiană din Piatra Ghilcoşului şi din şaua Ciofronca. Sînt de asemenea consemnate calcarele jurasice cu faună, ca şi calcarele cretacice de asemenea cu faună. Dolomitele triasice erau considerate la început de H e r b i c h (1866) tot de vîrstă jurasică (Malm). Primele depozite triasice citate de H e r b i c h (1870) sînt cele aparţinînd Triasicului superior, cu faună, de la izvoarele pîrîului Fagul Oltului. Pe măsură ce cercetările sale avansează, H e r b i c h (1873 a, b) aduce noi precizări privind succesiunea stratigrafică a Mezozoicului. El citează stratele de Werfen din pîrîul Ciofronca şi pune problema vîrstei triasice (superioare), a dolomitelor de pe flancul vestic. De asemenea precizează vîrsta tithonică a calcarelor albe masive din Hăghimaşul Mare, Hăghimaşul Negru, Ocem şi Piatra Ghilcoşului, deasupra cărora descrie calcare cretacice, asociate cu conglomerate şi gresii, pe care le atribuie tot Cretacicului, spre deosebire de H a u e r şi S t a c h e (1863). De pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş, H e r b i c h (1873 b) citează pentru prima dată depozitele cuarţitice de la baza dolomitelor, pe care le atribuie Permianului de tip Verrucano.

Institutul Geologic al României

Cea mai însemnată contribuţie a lui Herbich la cunoaşterea geologică a sinclinalului Hăghimaş şi de altfel la o bună parte din zona cristalino-mezozoică este lucrarea de sinteză asupra geologiei „Ţării Secuilor" (Herbich, 1878). În această lucrare el sintetizează toate rezultatele cercetărilor sale precum şi cele ale contemporanilor săi, în special lucrările paleontologice ale lui Mojsisovics (1875) şi Neumayer (1873). Schema stratigrafică a lui Herbich (1878) pentru sinclinalul Hăghimaş se poate sintetiza astfel:

| | |
|---|---|
| Dias (Permian) | — conglomerate şi gresii cuarţoase roşii<br>— dolomite (poziţie incertă, posibil triasice) |
| Triasic inferior | — strate de Werfen |
| Triasic superior | — gresii calcaroase şi calcare cenuşii<br>— calcare de Hallstatt<br>— melafire şi serpentine |
| Liasic | — calcare şi şisturi roşii de Adneth |
| Dogger | — calcare grezoase (Dogger inferior?)<br>— calcare oolitice cafenii (strate de Klaus) |
| Malm | — strate cu *acanthicum* |
| Tithon | — calcare de Stramberg |
| Cretacic | — gresia carpatică cretacic-inferioară cu marne cu *Aptychus* în bază<br>— calcare cu caprotine şi conglomerate. |

Datele, de detaliu pentru acea vreme, ale lui Herbich au stat la baza generalizărilor făcute mai tîrziu de Uhlig. Acesta din urmă a cunoscut şi el din aproape zona cristalino-mezozoică. Uhlig remarcă primul caracterul sinclinal al formaţiunilor mezozoice din Rarău şi Hăghimaş (Uhlig, 1899) şi face o serie de observaţii de detaliu asupra acestora; printre altele, atribuie dolomitele masive Triasicului inferior şi mediu.

În lucrarea sa de sinteză asupra Carpaţilor, Uhlig, (1903) ajunge la o imagine destul de apropiată, în linii mari, de acea pe care o avem şi astăzi asupra zonei cristalino-mezozoice. El arată că (p. 799-800):

zona cu depozite calcaroase din Carpaţii Orientali are forma unei cuvete, separată net de zona flişului cretacic şi terţiar situat mai la est;

vîrsta cutării acestor două zone este diferită;

în seria permo-mezozoică există o serie de întreruperi datorită unei perioade de denudare: el remarcă în special caracterul discontinuu al Triasicului, idee care va sta la baza concepţiilor sale tectonice de mai tîrziu;



Institutul Geologic al României

Cretacicul superior joacă un rol important în structura zonei cristalino-mezozoice reprezentînd o cuvertură post-tectonică.

Schema stratigrafică a lui U h l i g (1903) poate fi sintetizată astfel :

| | |
|---|---|
| Permian | — gresii şi conglomerate cuarţitice |
| | — dolomite (Verrucano dolomit) |
| Triasic | — roci şistoase, silicioase şi grezoase, cu jaspuri, cu klippe de calcare de dimensiuni mici |
| | — erupţiuni bazice |
| Liasic | — calcare roşii de Adneth |
| — — — denudare puternică — — — | |
| Bajocian superior | — calcare nisipoase |
| Bathonian | — strate de Klaus |
| — — — — denudare — — — — | |
| Malm-Neocom | — strate cu *acanthicum* |
| | — calcare masive tithonice (ce trec în Neocom) |
| | — şisturi calcaroase cu *Aptychus* (Tithonic) |
| | — conglomerate de Muncelu |
| | — gresii şi şisturi (Neocom) |
| Cretacicul superior | — conglomerate. |

În această perioadă concepţia tectonică a lui U h l i g era destul de „normalistă". El consideră zona cristalino-mezozoică din Carpaţii Orientali ca fiind prelungirea zonei klippelor pienine (U h l i g, 1875, 1904). U h l i g defineşte cu ocazia Congresului Geologic Internaţional de la Viena (1903) noţiunea de klippă (U h l i g, 1904), ca o formă particulară de apariţie a maselor calcaroase, caracteristică pentru Carpaţi, născute în urma succesiunii a trei etape obligatorii : (1) cutare şi ridicare, cu formare de relief, (2) îngresiunea mării şi formarea unei cuverturi şi (3) cutarea comună a cuverturii şi klippelor. El consideră klippele din Carpaţii Orientali ca formate în trei etape de denudare : înainte de Dogger, în Tithonic-Neocomian şi Cenomanian. Mai tîrziu, U h l i g (1907) îşi revizuieşte concepţia tectonică, distingînd în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali două pînze : bucovinică şi transilvană, a căror punere în loc este de vîrstă mezocretacică ; prima este alcătuită din şisturi cristaline şi depozite permo-mezozoice, cea de-a doua este lipsită de şisturi cristaline, fiind comparată de autor cu pînzele subtatrice.

O ultimă lucrare ce se încadrează în prima etapă de cunoaştere a geologiei sinclinalului Hăghimaş este aceea a lui V a d a s z (1915). Acest autor a făcut revizuirea principalelor cuiburi fosilifere, completînd lista formelor determinate şi precizînd vîrsta formaţiunilor care le găzduiau.

Institutul Geologic al României

El face însă o seamă de confuzii, atribuind Triasicului calcarele grezoase cu silicifieri ce aparţin Jurasicului mediu, cu toate că la Lacul Roşu şi în şaua Ocem el menţionează depozite calcaroase, nisipoase, silicioase, pe care le atribuie Bajocianului şi chiar Bathonianului. Este demn de subliniat că V a d a s z atrage atenţia că depozitele calcaroase oolitice cu faună bathoniană de la Lacul Roşu se găsesc în pornitură şi „nu sînt cunoscute nicăieri în succesiunea normală a stivei de roci" (p. 281). Tot V a d a s z menţionează pentru prima oară stratele cu jaspuri pe care le atribuie Callovianului. Ca şi H e r b i c h, acest autor consideră că partea superioară a calcarelor masive atribuite Tithonicului cuprind şi Cretacicul inferior. Rocile eruptive bazice din diferitele puncte ale sinclinalului Hăghimaş sînt considerate de vîrstă Cretacic mediu sau superior. În ceea ce priveşte concepţia tectonică, V a d a s z se opune structurii în pînze preconizată de U h l i g, revenind la concepţia „klippelor".

**Etapa a II-a.** După primul război mondial, cercetarea geologică a sinclinalului Hăghimaş este marcată de lucrările lui A t a n a s i u şi B ă n c i l ă, care prin studii de detaliu întocmesc prima hartă geologică modernă a acestei regiuni.

La începutul etapei a doua apare lucrarea lui J e k e l i u s (1922) cu privire la depozitele jurasice medii şi superioare din munţii Hăghimaş, în care autorul completează lista formelor fosile găsite în aceste formaţiuni.

I o n A t a n a s i u începe studiul asupra sinclinalului Hăghimaş din extremitatea sa nordică, în regiunea Tulgheş (A t a n a s i u, 1929). O parte importantă a lucrării sale este consacrată descrierii seriilor cristaline. El distinge şisturi cristaline formate sub acţiunea metamorfismului regional, în care separă o serie epizonală şi una mezozonală, suprapuse normal. În acestea sînt intruse roci granodioritice şi gnaise care determină în aureola de contact şi în apofizele lor formarea de roci migmatice, micaşisturi şi gnaise oculare. Toate tipurile petrografice sînt descrise amănunţit; de asemenea sînt descrise şi filoanele de cuarţ-porfire, diabaze şi lamprofire; acestea din urmă fiind considerate ca aparţinînd la trei veniri succesive: una pre-triasică, una triasică şi ultima cretacică, legată de masivul sienitic de la Ditrău. Tectonica şisturilor cristaline este considerată ca fiind desăvîrşită în două etape de cutare, ambele pre-triasice. Seriile mezozonale şi masivele intrusive asociate acestora sînt considerate ca formînd „cute debordante" (în ciupercă) (înrădăcinate) şi nu petice de acoperire a unei pînze. Cutele din şisturile cristaline sînt considerate ca fiind efectul unei cutări în stil altaic şi făcînd parte dintr-un fragment al catenei kimmerice, împreună cu Dobrogea şi Sudeţii.

Institutul Geologic al României

Depozitele sedimentare de pe cristalin formează, după A t a n a s i u, o serie normală, pentru care autorul dă următoarea schemă stratigrafică :

| | |
|---|---|
| Triasic inferior | — strate de Seis (conglomerate, gresii) |
| | — strate de Campil (calcare dolomitice) |
| Dogger | — gresii calcaroase |
| Callovian-Oxfordian | — radiolarite |
| Kimmeridgian | — calcare cu *Asp. acanthicum* |
| Portlandian | — calcare |
| Apţian | — marne cu orbitoline |
| | — calcare |
| | — conglomerate şi gresii |
| Coniacian-Santonian | — gresii cu *Actaeonella abreviata.* |

Această succesiune stratigrafică, stabilită în regiunea Tulgheş este completată prin cercetări făcute în valea Bicazului şi la sud de aceasta, al căror rezultat a rămas din păcate consemnat numai într-o hartă geologică (A t a n a s i u, 1934 în B ă n c i l ă, 1958). În această hartă Mezozoicul de pe cristalin este împărţit în trei cicluri de sedimentare, despărţite de discordanţe şi lacune, prima între Lias şi Dogger, a doua înaintea Apţianului.

Succesiunea stabilită în regiunea Tulgheş este completată prin separarea formaţiunilor :

| | |
|---|---|
| Triasic superior | — calcare albe |
| Liasic | — calcare roşii |
| Cretacic inferior | — calcare marnoase (situate în acoperişul calcarelor masive portlandiene). |

În Apţian, separat sub denumirea de strate cu orbitoline, sînt distinse : calcare, marne şi conglomerate, cărora li se asociază serpentine, ca masive şi blocuri.

Dintre contribuţiile palentologice aduse de I. A t a n a s i u la cunoaşterea formaţiunilor mezozoice din Hăghimaş trebuie menţionat în primul rînd descoperirea faunei werfeniene de la Azodu Mare, care precizează vîrsta bazei dolomitelor masive (A t a n a s i u, 1927, 1929). Din Liasicul din împrejurimile Lacului Roşu, A t a n a s i u a colectat o faună pe care a făcut-o cunoscută mai tîrziu (A t a n a s i u, R ă i l e a n u, 1952). Pe harta geologică a regiunii Cheile Bicazului sînt marcate mai multe puncte fosilifere în Kimmeridgian, Portlandian şi Apţian, al căror conţinut din păcate nu a fost făcut cunoscut.

Pentru A t a n a s i u, rocile eruptive bazice asociate depozitelor sedimentare din sinclinalul Hăghimaş s-au format în două etape : prima în Triasic (diabaze şi melafire), a doua în Cretacic (serpentine şi oficalcite).

Institutul Geologic al României

Tectonica seriilor mezozoice din sinclinalul Hăghimaş se caracterizează, după A t a n a s i u (1929), prin dezvoltarea unor solzi cu vergenţe vestice atît pe flancul intern cît şi pe flancul extern, solzi care ar avea o vîrstă post-apţiană. Autorul combate ipoteza structurii în pînze a lui U h l i g, pentru zona cristalino-mezozoică, ca şi concepţia lui M r a z e c şi V o i t e ş t i (1914) asupra pînzelor din zona flişului. Contactul între masa cristalină şi fliş este interpretat ca un contact ezitant, recutat în timpul Terţiarului. Stratele de Sinaia sînt considerate ca aşezîndu-se normal pe şisturile cristaline. Pe hartă însă în tot lungul acestui contact este marcată o linie de încălecare.

Deşi nu privesc direct sinclinalul Hăghimaş, trebuie să amintim şi cercetările lui S t r e c k e i s e n (1933, 1934) care studiind masivul de la Ditrău a făcut şi o serie de observaţii asupra şisturilor cristaline ce-l înconjoară. El denumeşte seria epizonală din Carpaţii Orientali — serie de Tulgheş şi opinează pentru existenţa unor raporturi de şariaj între aceasta şi seria granitică de deasupra ei. Pînza astfel conturată este considerată de S t r e c k e i s e n de vîrstă hercinică.

B ă n c i l ă (1941) studiază partea meridională a sinclinalului Hăghimaş, imediat la sud de regiunea studiată de A t a n a s i u, precum şi zona flişului adiacentă acestuia la est şi sud, ca şi şisturile cristaline dezvoltate la vest.

În cadrul şisturilor cristaline, B ă n c i l ă distinge o serie cloritofilitică (epizona) în care se găsesc injectate gnaise şi o serie gnaisică (mezozona) care cuprinde şi roci de injecţie cu caractere masive (granodiorite şi granite gnaisice). Ca şi A t a n a s i u, el distinge grupul rocilor filoniene, care cuprinde diabaze şi lamprofire. B ă n c i l ă, după ce face o analiză minuţioasă a tuturor concepţiilor asupra tectonicii şisturilor cristaline, ajunge — pe baza analizei datelor din regiunea de studiu, — la concluzia că seria mezozonală (gnaisică) este suportată anormal de seria epizonală. Încălecarea seriei gnaisice s-ar fi produs în timpul cutărilor hercinice. Autorul nu indică în ce sens s-a produs această încălecare, iar pe hartă între epizonă şi mezozonă este marcată o zonă de tranziţie, care ar indica o succesiune de flanc invers.

Succesiunea stratigrafică stabilită de B ă n c i l ă în jumătatea sudică a sinclinalului Hăghimaş, asemănătoare în mare cu cea propusă de A t a n a s i u, este următoarea :

| | |
|---|---|
| Triasic inferior | — Verrucano |
| | — dolomite |
| Triasic mediu | — calcare de Guttenstein (Anisian) |

97.814
Institutul Geologic al României

| | |
|---|---|
| Triasic superior | — calcare de Hallstatt (Norian) |
| Liasic | — calcare de Adneth |
| Aalenian | — gresii calcaroase |
| Dogger | — calcare grezoase oolitice |
| | — şisturi argilo-grezoase negre |
| Callovian-Oxfordian | — jaspuri |
| Kimmeridgian | — strate cu *A. acanthicum* |
| Tithonic | — calcare recifale |
| Valanginian-Hauterivian | — strate cu *Aptychus* |
| | — strate de Sinaia |
| Barremian-Apţian | — marne şi gresii } „strate cu |
| Gault-Cenomanian | — conglomerate } orbitoline" |

Ca şi A t a n a s i u şi B ă n c i l ă consideră că în sinclinalul Hăghimaş sîntem în prezenţa unei singure serii sedimentare. Totuşi, B ă n c i l ă aminteşte şi eventualitatea existenţei unor serii suprapuse tectonic, seria superioară cuprinzînd printre altele stratele de Werfen şi calcarele de Hallstatt (B ă n c i l ă, 1941, p. 60-61). În concluzie însă autorul nu crede că regiunea oferă elemente în favoarea acestei de a doua ipoteze.

B ă n c i l ă distinge pe cele două flancuri, trei cicluri de sedimentare marcate de transgresiunea Triasicului inferior, a Doggerului şi a Cretacicului inferior. Structura tectonică nu depăşeşte complicaţia de solzi, cu vergenţe predominant vestice. Raporturile între zona cristalino-mezozoică şi zona flişului sînt de superpoziţie normală, stratele de Sinaia luînd parte, după B ă n c i l ă, la constituţia flancului extern al sinclinalului Hăghimaş.

Tot din cadrul etapei a II-a de cercetare a structurii geologice a sinclinalului Hăghimaş face parte şi lucrarea lui F ö l d v a r i şi P a n t o (1950) care cercetează o regiune mai întinsă, din zona vulcanică neogenă pînă în zona flişului, distingînd opt zone longitudinale : 1. zona vulcanică terţiară, 2. zona bazinelor Gheorghieni şi Ciucul superior, 3. zona sienitului de la Ditrău, 4. zona filitelor, în care se deosebesc două fîşii de gnais, 5. zona Mezozoicului din munţii Hăghimaş, 6. zona „Apţianului de Bicaz", 7. zona cristalinului Dămuc, 8. zona flişului. De remarcat că în versantul vestic al munţilor Hăghimaş, depozitele cuprinse între dolomitele Triasicului inferior şi calcarele masive ale Neojurasicului, sînt atribuite şisturilor triasic-inferioare. N o s z k y (1950) cercetînd regiunea dintre Lacul Roşu şi Cheile Bicazului, descoperă şi studiază 5 puncte fosilifere de vîrstă cretacic-inferioară plasate în formaţiunea de Wildflysch (patru) şi în intercalaţiile marnoase din calcarele masive ce alcătuiesc Cheile Bicăjelului (pentru care determină o vîrstă valanginian-hauteriviană).

Institutul Geologic al României

**Etapa a III-a.** După cel de-al doilea război mondial cercetările în sinclinalul Hăghimaş şi în zonele învecinate au devenit tot mai intense, aprofundîndu-se mereu prin cercetări de detaliu cunoştinţele geologice asupra acestei regiuni.

Reluarea cercetărilor, după război, este marcată de lucrarea lui Atanasiu şi Răileanu (1952) care fac cunoscută fauna depozitelor liasice inferioare din împrejurimile Lacului Roşu, descoperite de primul dintre autori mai de mult. Deşi diferenţa de facies între aceste depozite şi calcarele de Adneth din regiunea Piatra Unică este netă, autorii menţionaţi nu întrevăd o altă structură decît cea „normală" pentru depozitele mezozoice de pe cristalinul Carpaţilor Orientali.

În lucrarea de sinteză asupra Carpaţilor Orientali, Băncilă (1958) separă zona cristalino-mezozoică sub denumirea de „unitate centrală" şi consideră că aceasta încalecă peste zona flişului. De remarcat faptul că în timp ce „creasta" Dămucului este ataşată unităţii centrale, anticlinalul Lunca este ataşat zonei flişului, linia dintre cele două unităţi fiind trasată de Băncilă la marginea estică a formaţiunii de Wildflysch. În ceea ce priveşte stratigrafia depozitelor mezozoice din sinclinalul Hăghimaş, singura deosebire faţă de schema prezentată anterior este atribuirea „stratelor cu orbitoline" Barremian-Apţianului şi sublinierea caracterelor lor de Wildflysch. Într-o lucrare de detaliu, Băncilă şi Papiu (1962) arată de asemenea că pe lîngă jaspurile callovian-oxfordiene există şi jaspuri de vîrstă cretacică asociate cu tufuri şi efuziuni bazice.

Patrulius (1960) sintetizînd cunoştinţele asupra cuverturii mezozoice a masivelor cristaline din Carpaţii Orientali, se ocupă implicit şi de sinclinalul Hăghimaş. El consideră klippele de diferite dimensiuni din Rarău, Hăghimaş şi Perşani, înglobate în formaţiunea de Wildflysch ca provenind nu dintr-o pînză, ci din cuvertura normală a şisturilor cristaline (op. cit. p. 125). Remarcăm faptul că în Hăghimaş baza calcarelor coraligene de peste stratele cu *Aspidoceras acanthicum* este plasată de acest autor în Kimmeridgianul superior. De asemenea este menţionată formaţiunea de Wildflysch de vîrstă Barremian-Bedoulian, care suportă conglomerate de Bucegi (Gargasian-Albian inferior). Patrulius, împreună cu Ciocîrdel (Ciocîrdel, Patrulius, 1960) studiind masivul de calcare neojurasice şi cretacic-inferioare din Munticelul şi Surduc (valea Bicazului) demonstrează poziţia lui alohtonă, considerîndu-l o klippă încorporată în Wildflyschul Barremian-Apţian, desprinsă din masa mare a calcarelor din Cheile Bicazului pe care o consideră însă înrădăcinată.

Mai întîi împreună cu L. Contescu şi A. Butac, şi apoi cu Elena Popa şi Ileana Popescu, D. Patrulius studiază

Institutul Geologic al României

partea meridională a sinclinalului Hăghimaş (P a t r u l i u s, C o n t e s c u, B u t a c, 1926; P a t r u l i u s, P o p a, P o p e s c u, 1969). Pe lîngă numeroasele contribuţii de ordin cartografic, trebuie semnalate, printre altele, următoarele :

separarea unui Liasic inferior oolitic asemănător celui de la Lacul Roşu ;

descrierea şi orizontarea detaliată a stivei tithonic-neocomiene şi avansarea ideii că „stratele cu *Apthychus*" ce se intercalează la diferite nivele sînt cel puţin în parte olistolite ;

descrierea şi orizontarea amănunţită a formaţiunii de Wildflysch, căreia i se atribuie vîrsta Barremian-Apţian.

În privinţa structurii tectonice a regiunii, cele două lucrări se deosebesc fundamental : în prima contactul între sinclinalul Hăghimaş şi zona flişului nu depăşeşte caracterul unor cute-solzi sau cute deversate (concepţie reluată şi mai tîrziu de P a t r u l i u s, J i p a, Ş t e f ă n e s c u, (1965), pe cînd în cea de a doua lucrare este recunoscut contactul de tip pînză de şariaj (pînza bucovinică) între zona critalino-mezozoică (= sinclinalul Hăghimaş inclusiv anticlinalul Lunca) şi zona flişului (= pînza de Ceahlău).

P r e d a şi P e l i n fac cunoscute într-o serie de lucrări (1962, 1963, 1964, 1965) rezultatele investigaţiilor făcute în zona Lacului Roşu-Cheile Bicazului. Ei au confirmat prezenţa Cretacicului inferior în masivele calcaroase din Cheile Bicazului, Bardosu, Surduc, Bicăjel etc., adoptînd o atitudine ezitantă în privinţa existenţei sau lipsei unei discontinuităţi în masa calcarelor neojurasice-eocretacice. Cei doi autori aduc de asemenea contribuţii de detaliu asupra stratigrafiei Kimmeridgianului de la Lacul Roşu. Ei descoperă şi descriu noi puncte fosilifere în depozitele campiline, liasice şi în formaţiune de Wildflysch. În linii mari, cei doi autori nu aduc însă modificări schemelor stratigrafice stabilite de A t a n a s i u şi B ă n c i l ă.

P e l i n (1967) studiind regiunea dintre Lacul Roşu şi Piatra Unică descrie formaţiunile mezozoice, pe care le împarte în patru cicluri de sedimentare (I-Triasic, II-Liasic inferior, III-Domerian-Apţian inferior, IV-Apţian superior-Albian). El dovedeşte paleontologic, pentru prima dată, prezenţa depozitelor liasice superioare şi doggeriene inferioare ; sînt descrise de asemenea noi puncte fosilifere din formaţiunile jurasice şi cretacice. Lucrarea nu se îndepărtează de schemele stabilite de A t a n a s i u şi B ă n c i l ă. Trebuie semnalat chiar faptul că în ea este pur şi simplu trecută cu vederea existenţa unor faciesuri sincrone şi heteropice

Institutul Geologic al României

ale Werfenianului, Neotriasicului, Liasicului inferior şi Tithonic-Neocomianului.

Mai recent, D r a g a s t a n (1968) studiind calcarele din muntele Ghilcoş şi Cheile Bicazului, dovedeşte prezenţa Neocomianului în aceste depozite şi a continuităţii de sedimentare între Tithonic şi Eocretacic. La aceleaşi concluzii se ajunsese şi în cercetările întreprinse asupra aceloraşi calcare situate într-un sector mai sudic (S ă n d u l e s c u, 1966, 1968).

T u r c u l e ţ şi G r a s u (1965, 1968) şi apoi G r a s u singur (1969) aduc contribuţii cu privire la stratigrafia formaţiunilor jurasic-neocomiene dezvoltate în facies pelagic pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş în care descriu numeroase resturi fosile. Ei consideră aceste depozite ca formînd substratul normal al stratelor de Sinaia, aşa cum o făcuseră înainte B ă n c i l ă (1941, 1958) şi P a t r u l i u s et al. (1962, 1965).

Foarte recent, G r a s u (1969) face cunoscute noi contribuţii în special de ordin biostratigrafic privind formaţiunile triasice şi jurasice din sinclinalul Hăghimaş. El încearcă o nouă interpretare a variaţiilor de facies ale Jurasicului superior, distingînd trei zone faciale longitudinale, între care cea mediană ar reprezenta faciesul de tranziţie între cel pelagic şi cel recifal. Bazat pe această imagine, G r a s u se alătură autorilor ce dau o interpretare tectonică „normală" structurii sinclinalului Hăghimaş, deşi admite în parte existenţa unor elemente alohtone în formaţiunea de Wildflysch.

Începînd din 1965, noi am făcut cunoscute parţial principalele rezultate ale cercetărilor noastre. Fără a intra în detaliile care constituie obiectul lucrării, vom sintetiza în cîteva puncte, principalele idei avansate în lucrările deja publicate :

în sinclinalul Hăghimaş se pot distinge două serii de vîrstă Triasic-Eocretacic sincrone, heteropice, suprapuse tectonic ; cea inferioară constituie împreună cu şisturile cristaline pînza bucovinică, cea superioară — pînza Hăghimaşului ;

mecanismul de formare al celor două pînze este diferit ; prima este de forfecare, cea de a doua de decolare ;

între pînza bucovinică şi zona flişului se găsesc lame de rabotaj ce aparţin unei a treia pînze — pînza sub-bucovinică ;

întregul eşafodaj structural este acoperit de o cuvertură post-tectonică de vîrstă Vraconian-Cenomanian ;

deformări tectonice tardive au determinat formarea unor retoîncălecări, ce au afectat atît pînzele cît şi cuvertura post-tectonică.

Institutul Geologic al României

## III. STRATIGRAFIE

Depozitele sedimentare dezvoltate în regiunea cercetată aparţin la trei unităţi tectonice diferite, cu rang de pînze : pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică şi pînza transilvană de Hăghimaş. Succesiunea stratigrafică şi faciesurile sînt diferite de la o pînză la alta. În puţine cazuri am putut constata variaţii de facies în cuprinsul unei aceleiaşi pînze, însă ele au un caracter evident mai puţin pronunţat decît diferenţele ce se constată între pînze.

Întrucît formaţiunile cristalofiliene ocupă suprafeţe mai mici în regiunea cercetată vom trata problemele legate de ele mai sumar. În schimb formaţiunile sedimentare vor fi descrise pe unităţi tectonice.

### ŞISTURILE CRISTALINE

Studiile pe care le-am întreprins în partea centrală şi nordică a sinclinalului Hăghimaş au privit, aşa cum am mai menţionat, în mai mică măsură, cercetarea formaţiunilor cristalofiliene. Am avut în vedere aceste formaţiuni în special în regiunea „crestei" Dămucului şi, într-o oarecare măsură pe flancul vestic al sinclinalului în imediata apropiere a limitei cu formaţiunile Triasicului bucovinic. În cele ce urmează ne vom rezuma la descrierea caracterelor generale ale seriilor ce au putut fi separate, urmînd ca raporturile între ele să fie discutate la capitolul de tectonică.

#### A) Seria gnaiselor de Rarău

Seria gnaiselor de Rarău înglobează, pe cele două flancuri ale sinclinalului, formaţiunile mezometamorfice. Denumirea a fost folosită de B e r c i a şi colaboratorii (B e r c i a et al., 1967) în munţii Bistriţei, iar în regiunea noastră de G e o r g e t a M u r e ş a n (în A l e x a n d r e s c u et al., 1968). Aceleaşi formaţiuni au mai fost descrise şi sub denumirea de : seria de Hăghimaş (K r ă u t n e r, 1938), seria gnaisică (B ă n c i l ă, 1914), seria mezometamorfică (I a n o v i c i, I o n e s c u, 1966 ; R ă d u l e s c u et al., 1967)[3], seria migmatică (P i t u l e a, 1967), seria de Rarău (M u r e-

[3] L. R ă d u l e s c u, V. P u i u, M. A r i o n, M a r i a P u i u. Lucrări şi cercetări speciale de sinteză în Carpaţii Orientali (zona Bistricioara-Frumoasa). 1967. Arh. Inst. Geol. şi I.G.P. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

şan, 1968)[4] (Mureşan şi Mureşan, 1970)[5]. Noi am adoptat denumirea de seria gnaiselor de Rarău avînd în vedere faptul că în ultimul timp a fost cel mai des întrebuinţată (în hărţile geologice ale României sc. 1 : 200.000) şi pentru a deosebi această serie cristalofiliană de „seria de Rarău" care desemnează o anumită succesiune a depozitelor triasice din zona cristalino-mezozoică. De asemenea, considerăm că este utilă întrebuinţarea unei denumiri geografice pentru a marca clar faptul că în Carpaţii Orientali se disting mai multe serii mezometamorfice. Unii autori (Ianovici, Ionescu, 1966; Rădulescu et al., 1967[3]; Rădulescu — în Ianovici et al., 1968) consideră că în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali există o singură formaţiune mezometamorfică şi una epimetamorfică superioară acesteia, în timp ce ultimele cercetări au arătat că există cel puţin trei serii mezometamorfice şi anume : seria gnaiselor de Rarău, seria de Bretila şi seria de Bistriţa-Barnar (= seria de Rebra) (Bercia et al., 1967; Kräutner, 1969; Kräutner şi Kräutner, 1970; Bercia şi Bercia, 1970 etc.).

Toţi autorii citaţi au considerat rocile seriei gnaiselor de Rarău formate în cadrul proceselor de metamorfism regional. Atanasiu (1929) a avansat o cu totul altă ipoteză, considerînd aceste roci ca reprezentînd masive intrusive granodioritice înconjurate de o aureolă de contact de tip mezometamorfic, formată prin transformarea seriei epizonale în care masivele au fost intruse. Toate cercetările ulterioare au infirmat însă acest punct de vedere.

La alcătuirea seriei gnaiselor de Rarău iau parte următoarele tipuri de roci :

a) *Micaşisturi cu muscovit şi biotit.* Aceste roci sînt foarte răspîndite în seria gnaiselor de Rarău, formînd masa principală a ei. Conţinutul în biotit variază, ajungînd uneori să fie practic absent. În apropierea suprafeţelor de contact cu seria epizonală, micaşisturile cu muscovit şi biotit arată procese de retromorfism, biotitul fiind în bună parte cloritizat, iar rocile în ansamblu prezentînd fenomene de milonitizare.

b) *Paragnaise cu biotit ± granaţi.* Paragnaisele se întîlnesc de asemenea răspîndite în toată seria gnaiselor de Rarău. Există toţi termenii

[4] Georgeta Mureşan. Studiul petrografic şi chimic al produselor magmatismului premetamorfic din formaţiunile cristalofiliene din bazinul superior al văii Oltului. 1968. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[5] M. Mureşan, Georgeta Mureşan. Studii geologice asupra formaţiunilor metamorfice din regiunea Bălan-Voşlăbeni-Bilbor. 1970. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

intermediari între micașisturi și paragnaise. În acestea din urmă se pot observa două varietăți : una în care feldspatul este în exclusivitate de culoare cenușie și o a doua varietate, la care se observă și granule de feldspat roz. Această a doua varietate de paragnaise se observă în general în apropierea zonelor bogate în feldspatizări potasice de culoare roz.

c) *Gnaise oculare albe.* Au fost descrise sub denumirea de gnaise de Prisecani (A t a n a s i u, 1929 ; B ă n c i l ă, 1941). Noi le-am întîlnit mai frecvent în partea de nord-est a regiunii cercetate, la nord de valea Jidanului și în special în muntele Bîtca Rotundă. Aceste gnaise sînt considerate de M u r e ș a n și M u r e ș a n (în B e r c i a et al., 1970)[6] ca un nivel reper în seria gnaiselor de Rarău, situat la limita între cele două complexe pe care le separă în această serie. Din suprafața limitată cercetată de noi nu ne-am putut da seama dacă această orizontare este posibilă sau nu.

d) *Gnaise cuarțo-feldspatice cu muscovit ± biotit.* Aceste roci le-am întîlnit în partea de sud a „crestei" Dămucului între pîrîul Strungi și pîrîul Piciorului situate constant la limita între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș. Ele au o granulație uniformă, sînt de culoare albă, muscovitul este destul de abundent. Biotitul este prezent în cantități variabile, uneori cloritizat. I a n o v i c i și I o n e s c u (1966) plasează aceste gnaise la partea superioară a seriei mezometamorfice (= seria gnaiselor de Rarău), în schimb M u r e ș a n și M u r e ș a n (în B e r c i a et al., 1970)[7] consideră roci similare, dezvoltate în valea Oltului, metatufuri acide intercalate în complexul inferior al seriei gnaiselor de Rarău. I a n o v i c i și I o n e s c u (1966) considerînd raporturile dintre seria epizonală (de Tulgheș) și cea mezozonală (de Rarău) ca fiind raporturi de superpoziție stratigrafică, concludeau că succesiunea ce se poate observa în partea sudică a „crestei" Dămucului este o succesiune normală. Urmărind însă contactul între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș mai spre nord, se constată că prima este de fapt tectonic superioară celei de a doua și că situația de pe pîraiele amintite se datorește unei recutări a suprafeței de contact anormal, care a dus la inversarea succesiunii formațiunilor cristalofiliene. Avînd în vedere aceste fapte, noi plasăm gnaisele cuarțo-feldspatice din partea sudică a „crestei" Dămucului spre baza seriei gnaiselor de Rarău, deschisă aici.

[6] I. B e r c i a, E l v i r a B e r c i a, V i o l e t a I l i e s c u, H. K r ä u t n e r, F l o r e n t i n a K r ä u t n e r, M. M u r e ș a n, G e o r g e t a M u r e ș a n. Corelarea seriilor cristalofiliene din Carpații Orientali. 1970. Arh. Inst. Geol. București.

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

Institutul Geologic al României

e) *Şisturi cuarţitice cu muscovit şi biotit.* Acest tip de rocă se găseşte intercalat la diferite nivele în seria gnaiselor de Rarău, în proporţii diferite, dar totdeauna subordonate celorlalte tipuri petrografice.

f) *Amfibolite.* Şi aceste roci sînt sporadic reprezentate şi se găsesc intercalate la diferite nivele. B ă n c i l ă (1941) a distins două tipuri de amfibolite: amfibolite şistoase foarte puţin răspîndite şi amfibolite cu cuarţ, asemănătoare întrucîtva cu paragnaisele.

g) *Granodiorite şi diorite cu hornblendă.* Aceste roci au un aspect în general masiv, zonele cu şistozitate mai pronunţată fiind rare. Geneza, poziţia şi raporturile acestor roci cu seria mezometamorfică au fost privite în diferite feluri de diverşi autori.

A t a n a s i u (1929) consideră, aşa cum am mai arătat, totalitatea rocilor granodioritice ca fiind masive intrusive, pătrunse în formaţiunile cristalofiliene epizonale. Acest proces ar fi determinat formarea unei aureole de contact cu caractere petrografice de tip mezozonal. B ă n c i l ă (1941) nu recunoaşte urmele unor procese de metasomatoză legate de masivele granodioritice şi consideră că ele s-au format pe seama unui material magmatic granodioritic ce a suferit un fenomen de metamorfism regional. Zonele cu aspect masiv ar fi în această interpretare mai puţin atinse de metamorfism. R ă d u l e s c u (în I a n o v i c i et al., 1968) descrie aceste roci sub denumirea de gnaise de Hăghimaş feldspatice. El consideră geneza gnaiselor de Hăghimaş ca un proces de migmatizare cu adaos subsecvent de potasiu. Acest proces de feldspatizare ar fi ulterior metamorfismului iniţial şi s-ar forma pe seama paragnaiselor cu biotit. Într-o primă fază s-ar forma gnaisele cu feldspat cenuşiu, iar prin intensificarea adaosului de feldspat alcalin acestea ar trece în gnaise roşii. Procesul de feldspatizare poate astfel duce la formarea unor roci cu aspect mai mult sau mai puţin masiv. G e o r g e t a M u r e ş a n (1968)[8], M u r e ş a n şi M u r e ş a n (în B e r c i a et al., 1970)[9] descriu rocile granodioritice şi dioritice sub denumirea de granitoide de Hăghimaş şi le consideră ca fiind masive intrusive ce au suferit, odată cu întreaga serie a gnaiselor de Rarău în care sînt intruse, metamorfismul regional mezozonal.

Caracterul studiilor noastre nu ne-a permis să aprofundăm această problemă. Totuşi, cele cîteva observaţii făcute ne-au condus la concluzia că rocile granodioritice apar în două situaţii oarecum diferite. În unele cazuri avem de-a face cu granodiorite gnaisice la care urmele metamorfis-

[8] *Op. cit.* pct. 4.
[9] *Op. cit.* pct. 6.

Institutul Geologic al României

mului regional sînt sesizabile; ele apar concordante cu celelalte roci din seria gnaiselor de Rarău. Aceste observaţii le-am putut face pe versantul vestic al muntelui Ocem sau pe drumul ce uneşte Bălanul cu valea Javardi. În alte cazuri, rocile granodioritice sînt masive, apropiindu-se foarte mult de tipul rocilor intrusive, aspect pe care l-am observat în special în zonele unde se dezvoltă feldspatul roz (exemplu — şoseaua Gheorghieni-Lacul Roşu, muntele Calului etc.). Aceste cîteva observaţii ne îndeamnă să credem că avem de-a face atît cu produsele unor masive intrusive ce au fost metamorfozate odată cu întreaga serie a gnaiselor de Rarău, cît şi cu un proces subsecvent de feldspatizare care s-a manifestat cu intensităţi diferite, de la o slabă îmbogăţire în feldspat a paragnaiselor pînă la formarea unor roci cu caracter masiv de tipul granitoidelor, la care nu se mai pot vedea urmele metamorfismului regional.

Vîrsta seriei gnaiselor de Rarău este o problemă ce nu poate fi rezolvată într-o regiune atît de restrînsă ca cea studiată de noi. Referindu-ne la ultimele cercetări efectuate în zona cristalino-mezozoică din Carpaţii Orientali (B e r c i a et al., 1967 a, 1970)[10] remarcăm faptul că seria gnaiselor de Rarău este considerată ca fiind cea mai veche formaţiune metamorfică cunoscută în acest sector. Ea ar fi evident de vîrstă precambriană avînd în vedere că seria de Tulgheş, care este mai nouă, ocupă intervalul Riphean-Cambrian inferior.

### B) Seria de Tulgheş

Denumirea de seria de Tulgheş o datorăm lui S t r e c k e i s e n (1932, 1933) care îi atribuie întreaga masă a şisturilor cristaline epizonale din Carpaţii Orientali. Mai înainte, A t a n a s i u (1929) descrisese această serie sub denumirea de „şisturi cristaline formate în zona superioară (epizonă)". Cartografic, el includea la epizonă însă şi o serie de roci retromorfozate, aparţinînd seriei de Rarău. B ă n c i l ă (1941) descrie seria de Tulgheş sub denumirea de „seria clorito-filitoasă", separînd şi o serie de trecere de la aceasta la seria gnaisică (de Rarău). În lucrări mai recente, seria de Tulgheş a fost descrisă sub denumirea de : serie sedimentogen-vulcanogenă acidă (B e r c i a et al., 1967) sau serie epimetamorfică (I a n o v i c i, I o n e s c u, 1966; P i t u l e a, 1967; R ă d u l e s c u, 1968 etc.).

În seria de Tulgheş au fost făcute numeroase încercări de orizontare. Nu vom descrie pe larg evoluţia ideilor în această privinţă. Remarcăm numai faptul, semnalat în ultimul timp (B e r c i a et al., 1970)[11] că pînă

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

Institutul Geologic al României

nu demult la seria de Tulgheş erau înglobate toate formaţiunile epimetamorfice din masivul maramureşan. În urma lucrărilor lui K r ä u t n e r (1968) care separă seria de Repedea, paleozoică, anterior plasată în baza seriei de Tulgheş, şi a lui B e r c i a şi B e r c i a (1970) care disting seria de Argestru, de asemenea înglobată anterior seriei de Tulgheş, conţinutul acesteia din urmă se precizează în limite mai clare. Contribuţiile semnalate mai sus au avut în special rolul să clarifice orizontarea de detaliu a seriei de Tulgheş. Pentru lucrarea de faţă adoptăm orizontarea făcută în ultimul timp în munţii Bistriţei (B e r c i a et al., 1967), verificată şi în bazinul superior al Oltului (M u r e ş a n şi M u r e ş a n în B e r c i a et al., 1970)[12]. De sus în jos, aceşti autori disting :

complexul vulcanogen-superior ;

complexul de Suhard-Alun (= complexul cuarţitelor şi rocilor carbonatice) ;

complexul vulcanogen-mediu ;

complexul de Arşiţa (= complexul cuarţitelor negre cu mangan) ;

complexul vulcanogen-inferior.

În special complexul vulcanogen-superior, care are şi grosimea cea mai mare (3000-4000 m) a fost împărţit în diverse regiuni în orizonturi şi nivele caracteristice.

Formaţiunile epimetamorfice aparţinînd seriei de Tulgheş le-am urmărit în partea de est a regiunii cercetate în „creasta" Dămucului. Am putut distinge următoarele tipuri petrografice :

a) *Filite.* O mare parte a seriei de Tulgheş este formată din filite cloritoase, sericitoase sau grafitoase, care alternează în proporţii diferite. Se pot distinge toţi termenii intermediari : filite sericito-cloritoase, sericito-grafitoase sau clorito-grafitoase. Cele mai răspîndite sînt filitele cloritoase şi sericito-cloritoase. Filitele grafitoase formează pachete subordonate ce se asociază adesea cuarţitelor negre. Conţinutul în cuarţ al acestor roci este variabil, el putînd deveni uneori mai important, ajungîndu-se pînă la tipul de filite cuarţitice cloritoase sau sericito-cloritoase.

Filitele seriei de Tulgheş reprezintă ca depozit iniţial roci detritice argilo-grezoase, uneori cărbunoase.

b) *Roci porfirogene* (*metatufuri şi metatufite acide*). Acest tip de rocă este aproape în aceeaşi măsură reprezentat în seria de Tulgheş ca şi

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

Institutul Geologic al României

filitele. De altfel, asocierea acestora două constituie elementul caracteristic, esențial, al seriei. Metatufurile și metatufitele acide se prezintă ca niște roci masive, cu o rubanare foarte fină, sînt de culoare albicioasă sau verzuie deschisă. Ele sînt bine reprezentate mai ales la sud de valea Bicazului.

c) *Cuarțite negre.* Aceste roci sînt foarte bine cunoscute în tot cristalinul epizonal al Carpaților Orientali. Ele apar ca intercalații nu prea groase (pînă la 5-6 m) și cu caracter lenticular. În zona cercetată, noi le-am întîlnit în valea Țepeșenilor pe valea Bicazului, la est de Bîtca Neagră, pe pîrîul Straja și pe pîrîul Gușa. Cu ele se asociază adesea șisturi grafitoase. În ansamblu, în pachetul cu cuarțite negre se găsesc intercalate și calcare cristaline. Este de remarcat că, în regiunea „crestei" Dămucului, cuarțitelor negre nu le sînt asociate roci cu mangan. Acest fapt ne va ajuta după cum vom vedea, în încercarea de a stabili căror complexe din seria de Tulgheș le aparțin formațiunile epimetamorfice de pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaș.

d) *Calcare cristaline.* Rocile carbonatice metamorfozate sînt sporadic reprezentate pe flancul extern. Ele apar ca intercalații lenticulare alungite pe valea Țepeșenilor precum și la nord și sud de aceasta, la est de Bîtca Neagră și pe pîrîul Lipieșului. Calcarele sînt cenușii sau albicioase și au adesea o textură laminată. Ele se prezintă în pachete de 5-20 m grosime, intercalate în general între filite cloritoase sau sericito-cloritoase. Nu am observat calcare intercalate între metatufuri acide. Cele mai importante pachete calcaroase sînt cele din versantul nordic al văii Țepeșenilor. Pachetul cu calcare atinge aici o grosime de peste 40 m.

e) *Porfiroide.* Acestei grupe de roci îi sînt atribuite dyck-uri și filoane de porfire, metamorfozate împreună cu întreaga serie de Tulgheș. Dezvoltarea tipică o au aceste roci în muntele Pietrosul (bazinul Bistriței), de unde și denumirea de porfiroide de tip Pietrosu. Ele reprezintă un element specific seriei de Tulgheș, subliniind caracterul ei de formațiune sedimentogen-vulcanogenă.

Referindu-ne la succesiunea litostratigrafică stabilită în munții Bistriței (B e r c i a et al., 1967 b) vom încerca să încadrăm formațiunile seriei de Tulgheș ce apar în „creasta" Dămucului. Observăm de la început că cuarțitele negre și calcarele cristaline se grupează împreună într-un pachet al cărui „fond" petrografic este alcătuit dintr-o alternanță de filite cloritoase, clorito-sericitoase și grafitoase. Din acest pachet lipsesc

Institutul Geologic al României

metatufurile acide. Acestea din urmă sînt prezentate atît în patul cît şi în acoperişul pachetului cu cuarţite negre şi calcare. Bazaţi pe faptul că : (1) cuarţitele negre şi calcarele se asociază într-un pachet lipsit de roci porfirogene, că (2) cuarţitele negre nu sînt manganifere, că (3) acest pachet este cuprins între două pachete cu roci porfirogene, considerăm că sîntem îndreptăţiţi să atribuim pachetul cu cuarţite negre şi calcare complexului de Suhard-Alun. Pachetele de şisturi cristaline din patul şi acoperişul acestuia ar reveni astfel complexului vulcanogen-mediu şi respectiv complexului vulcanogen-superior. Acestea din urmă nu sînt însă complet dezvoltate fiind delimitate de suprafeţe de forfecare, atît cel mediu (suprafaţa de şariaj a pînzei bucovinice), cît şi cel superior (suprafaţa de şariaj a pînzei gnaiselor de Rarău).

Pentru stabilirea vîrstei seriei de Tulgheş, în ultimul timp s-au obţinut informaţii preţioase prin analiza conţinutului său palinologic. Rezultatele la care s-a ajuns (Iliescu, Dessila-Codarcea, 1964; Iliescu, Mureşan, 1970; Iliescu în Bercia et al., 1970)[13] indică o vîrstă Riphean-Cambrian inferior pentru seria de Tulgheş. S-ar părea, avînd în vedere că asociaţia Riphean-Cambrian inferior urcă pînă în nivelele superioare ale complexului vulcanogen-superior, că nu există termeni mai noi decît Eocambrianul în această serie. Ţinînd seama de faptul că deasupra seriei de Tulgheş urmează un complex carbonatat masiv (complexul de Cîrlibaba-Ţibău) pe care Bercia şi Bercia (1970) îl separă ca o serie independentă ca ciclu de sedimentare şi metamorfism care ar fi de aceeaşi vîrstă, Devonian-Carbonifer inferior, ca şi seria de Repedea (Kräutner, Mirăuţă, 1970), putem admite că metamorfismul regional care a determinat formarea seriei de Tulgheş se plasează între Cambrianul inferior şi Devonian. El poate fi Baicalian (cum admit majoritatea cercetătorilor seriilor cristaline), dar nu putem exclude şi ipoteza că acest metamorfism să fie Caledonian.

### C) Roci filoniene

În suprafaţa cercetată de noi rocile filoniene sînt reprezentate în special de cuarţ filonian. Filoanele de cuarţ au dimensiuni variabile, de la cîţiva centrimetri pînă la cîţiva decimetri. Ele sînt dezvoltate mult mai frecvent la nord de valea Bicazului. În pîrîul Stînei, am găsit asociate cu filoane de cuarţ, cuiburi de pirită.

În afara suprafeţei cercetate de noi, la vest de sinclinalul Hăghimaş sînt descrise roci filoniene ce străbat şisturile cristaline atît ale seriei de

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



Institutul Geologic al României

Tulgheş cît şi ale seriei gnaiselor de Rarău (A t a n a s i u, 1929; B ă n c i l ă, 1941). Este vorba în special de lamprofire (camptonite, monchiquite, kersantite şi vogesite) şi mai puţin frecvent diabaze. Lamprofirele sînt considerate (A t a n a s i u, 1929; I a n o v i c i, 1933; C o d a r c e a et al., 1958) ca fiind legate genetic de manifestările magmatice ce au dus la formarea masivului Ditrău, ca separaţiuni ultrabazice intruse în stadiul final al evoluţiei magmei. Ţinînd seama de faptul că procesul de formare al rocilor sienitice de la Ditrău este posterior metamorfismului regional al seriei de Tulgheş, precum şi de datele de vîrstă absolută obţinute, vîrsta punerii în loc a acestor roci este considerată ca fiind hercinică (C o d a r c e a et al., 1958). Lamprofirele ca produse finale ale proceselor magmatice alcaline de la Ditrău nu depăşesc nici ele ca vîrstă Paleozoicul, întrucît nicăieri nu străbat cuvertura sedimentară normală a şisturilor cristaline care le includ.

## FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

### TRIASIC

#### Istoric

Primele informaţii asupra Triasicului din Hăghimaş se datoresc lui F r. H e r b i c h, care descoperă pe rînd calcarele de Hallstatt din pîrîul Fagul Oltului şi Curmătura, stratele de Werfen din pîrîul Ciofronca (H e r b i c h, 1870, 1873) şi în sfîrşit conglomeratele şi gresiile cuarţitice pe care le atribuie Permianului(Verrucano), iar dolomitele de deasupra Triasicului (H e r b i c h, 1873). M o j s i s o v i c s (1875) precizează vîrsta noriană a calcarelor de Hallstatt şi menţionează un nou punct de calcare triasice negre, de tip Guttenstein colectate de H e r b i c h din Piatra Ghilcoşului, pe care recunoaşte o impresiune de *Monotis salinaria*. În monografia sa asupra Ţării Secuilor, H e r b i c h (1878) mai adăugă punctelor cu roci triasice cunoscute pînă atunci încă două: în şaua dintre Piatra Unică şi Hăghimaşul Mare şi la izvoarele pîrîului Sec. În ambele este vorba de gresii calcaroase, micafere cu *Myophoria*. Sub acestea, el mai citează şi un calcar cenuşiu-închis cu *Monotis substriata*. În primele sale lucrări U h l i g (1889) consideră dolomitele de vîrstă triasică, pentru ca mai tîrziu (1903) în lucrarea de sinteză „Bau und Bild der Karpaten" să considere conglomeratele şi gresiile cuarţitice precum şi dolomitele de deasupra de vîrstă permiană, Triasicului nerevenindu-i decît şisturile roşii şi negre şi jaspurile care se întîlnesc uneori peste dolomite, precum şi stratele de Werfen,

Institutul Geologic al României

calcarele de Guttenstein şi de Hallstatt citate de autorii care l-au precedat. Ulterior, U h l i g, creînd pînza bucovinică (cu conglomeratele cuarţitice, dolomitele şi stratele cu jaspuri) şi pînza transilvană (care cuprinde toate klippele triasice fosilifere cunoscute în Rarău şi Hăghimaş) separă de fapt două serii sedimentare suprapuse tectonic cu două faciesuri diferite ale Triasicului.

A t a n a s i u (1927, 1929) precizează pe baza unei faune werfenian-superioare găsită în muntele Azodu Mare (la vest de Tulgheş) vîrsta triasică a dolomitelor, considerate de U h l i g (1889, 1903) ca fiind permiene. Ulterior, prezenţa acestei faune la baza dolomitelor va fi confirmată de B ă n c i l ă (1941), P r e d a şi P e l i n (1963) şi T u r c u l e ţ şi G r a s u (1967). Pe harta geologică a regiunii Cheile Bicazului (1934—în B ă n c i l ă, 1958) A t a n a s i u separă deasupra dolomitelor din zona Lacului Roşu calcare albe pe care le atribuie Triasicului superior. B ă n c i l ă (1941) descoperă două noi puncte cu Triasic: unul la baza masivului Piatra Crăpată (Terkö) (gresii roşii-cenuşii cu *Daonella lömmelli*) altul sub vîrful Ocem (calcare roşii cu *Spiriferina gregaria*). Acelaş autor (1941) citează la vest de Curmătură, Piatra Unică şi Ocem calcare roşii de tip Hallstatt deasupra dolomitelor. În partea de sud a sinclinalului Hăghimaş, B ă n c i l ă (1941) mai descrie, tot deasupra dolomitelor, calcare cenuşii cu *Diplopora annulata*.

Trebuie menţionat că, în afara dolomitelor, calcarelor cu *Diplopora annulata*, calcarelor roşii de la vest de Curmătura (B ă n c i l ă, 1941) şi a calcarelor albe separate de A t a n a s i u (1934) toate celelalte depozite triasice menţionate sînt în poziţie alohtonă faţă de primele, fie ca olistolite în Wildflyschul cretacic, fie ca petice de antrenare în baza pînzei Hăghimaşului (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969).

## Pînza bucovinică

Triasicul bucovinic este caracterizat de: (1) larga dezvoltare a dolomitelor, (2) faciesul cuarţitic al Seisianului, (3) dezvoltarea redusă a Triasicului superior.

### Răspîndire

Triasicul bucovinic este dezvoltat pe ambele flancuri ale sinclinalului Hăghimaş, dar în proporţii inegale. El ocupă suprafeţe mai mari şi are o alcătuire mai complexă pe flancul vestic (intern) (fig. 1).

Pe f l a n c u l i n t e r n depozitele triasice formează o fîşie continuă şi îngustă, din sudul regiunii cercetate de noi (muntele Piatra Crăpată)

Institutul Geologic al României

pînă în muntele Ciofronca. De aici spre nord suprafeţele ocupate de Triasic cresc, atingînd în zona de la vest de Lacul Roşu dimensiunile maxime şi căpătînd un aspect lobat, determinat de o eroziune diferenţială puternică. La nord de valea Lapoşului, depozitele triasice de pe flancul intern se reduc la cîteva petice izolate, dezvoltate la izvoarele pîraielor Şugău şi Danciu. O dezvoltare continuă este recîştigată începînd din muntele Păltiniş spre nord, pînă la muntele Preluca, în extremitatea nord-vestică a sinclinalului Hăghimaş.

Pe f l a n c u l  e x t e r n depozitele triasice au o dezvoltare mult mai discontinuă. În extremitatea sudică a regiunii cercetate ele apar sub forma unei butoniere în pîrîul Muntele Fagului (bazinul hidrografic al Trotuşului), apoi în aceleaşi condiţii mai spre nord în pîrîul Pavaş. Din pîrîul Arşiţa spre nord depozitele triasice aflorează ca petice de eroziune placate pe formaţiunile cristalofiliene ale „crestei" Dămucului. Între valea Arşiţei şi pîrîul Piciorului ele formează mai multe petice atît la interiorul cît şi la exteriorul suprafeţei ocupate de şisturile cristaline. De aici spre nord însă se găsesc numai pe rama internă a „crestei" Dămucului pe pîrîul Străjii, pîrîul Strungii, pe Piciorul Scurt, în Bîtca Neagră, în Piatra Arşiţei şi Piatra Pînţărenilor de-o parte şi de alta a văii Bicazului, apoi din dealul Ghermanului pînă în culmea Zvîncenilor şi la sud de Toşorog în muntele Telecului. La nord de valea Jidanului peticele de Triasic ocupă din nou suprafeţe mai mari, cea mai importantă fiind peticul de eroziune din muntele Chicera. În afara acestuia, ele se mai întîlnesc în : Piatra Roşie, Piatra Făgetul Zănogenilor, pîrîul Stînii, Piatra Harpii şi la nord de muntele Chicera în Piatra Pocladului.

În sfîrşit, pentru a completa imaginea răspîndirii depozitelor triasice, trebuie menţionate două iviri a acestora din extremitatea nordică a sinclinalului Hăghimaş, ce marchează legătura perisinclinală a celor două flancuri, precum şi două iviri mai reduse în pîrîul Şugăului, în mijlocul sinclinalului, legate de o butonieră de şisturi cristaline.

**Orizontare**

Stabilirea succesiunii şi vîrstei diferitelor nivele ale depozitelor triasice din seria bucovinică nu este lipsită de dificultăţi, avînd în vedere penuria resturilor fosile şi unele variaţii de facies ce se constată în special în lungul flancului intern. Exceptînd depozitele triasice dintre muntele Păltiniş şi muntele Preluca Mare din partea de nord-vest a sinclinalului, se pot stabili patru orizonturi litologice în succesiunea Triasicului bucovinic :

Institutul Geologic al României

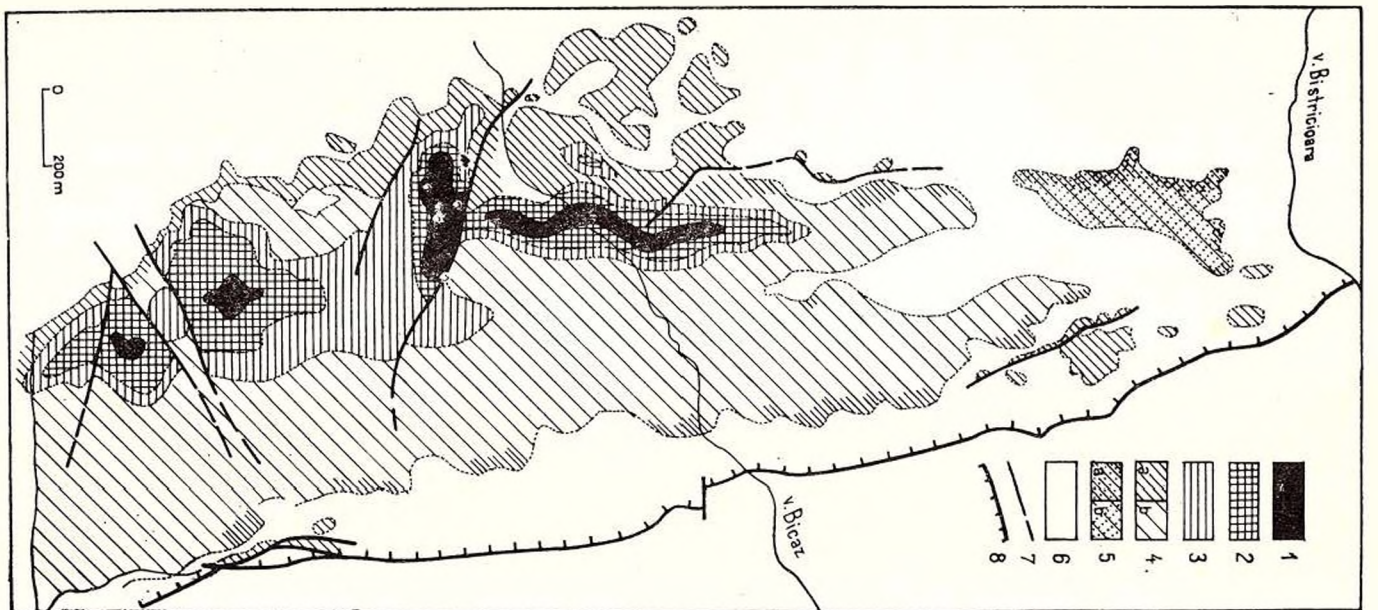



Fig.1.— Răspîndirea formaţiunilor triasice şi liasice din pînza bucovinică din sinclinalul Hăghimaş.

1, Liasic; 2, Triasic superior; 3, Ladinian; 4, Werfenian-Anisian (faciesul normal): a, în afloriment; b, acoperit; 5, Werfenian-Anisian (faciesul radiolaritic); a, în afloriment; b, acoperit; 6, şisturi cristaline; 7, falie; 8, pînză.

Distribution des formations triasiques et jurassiques inférieures dans le nappe bucovinienne du synclinal de Hăghimaş.

1, Liasique; 2, Triasique supérieur; 3, Ladinien; 4, Werfénien-Anisien (faciès normal): a, en affleurement; b, couvert; 5, Werfénien-Anisien (faciès radiolaritique): a, en affleurement; b, couvert; 6, schistes cristallins; 7, faille; 8, nappe.

Institutul Geologic al României

(1) conglomerate şi gresii cuarţitice, (2) dolomite masive, (3) calcare gălbui, (4) dolomite şi calcare roşii şi roz. Această succesiune caracterizează ceea ce ne propunem să numim faciesul normal al Triasicului bucovinic din sinclinalul Hăghimaş. În zona nord-vestică la alcătuirea Triasicului iau parte : conglomerate şi gresii cuarţitice, dolomite şi jaspuri verzi-deschise, rareori roşii. Aceste roci se asociază în proporţii diferite, aşa încît se pot observa dolomitele alternînd cu conglomeratele şi gresiile cuarţitice sau cu jaspurile şi chiar acestea din urmă cu conglomerate cuarţitice. Acest facies al Triasicului îl vom numi faciesul cu radiolarite avînd în vedere dezvoltarea jaspurilor la mai multe nivele.

Posibilităţile de corelare a celor două faciesuri le vom analiza mai departe.

*Faciesul normal*

Cele patru orizonturi litologice care pot fi separate în cadrul faciesului normal se încadrează într-o oarecare măsură convenţional în limite ce corespund subdiviziunilor cronostratigrafice. Bazaţi pe considerente faunistice şi pe asemănări litologice am ajuns la următoarea schemă de divizare a depozitelor Triasicului bucovinic :

| | |
|---|---|
| orizontul conglomeratelor şi gresiilor cuarţitice | — Seisian |
| orizontul dolomitelor | — Campilian-Anisian |
| orizontul calcarelor gălbui | — Ladinian |
| orizontul dolomitic-calcaros | — Triasic superior ? |

*Seisian*

a) *Litologie.* Răspîndirea depozitelor seisiene este foarte neuniformă şi lacunară. În foarte puţine profile se poate urmări o succesiune completă a lor.

În general, depozitele ce le atribuim Seisianului inferior sînt reprezentate de conglomerate, microconglomerate şi gresii cuarţitice (albe-gălbui mai rar roşcate). Cele mai frecvent dezvoltate sînt gresiile şi microconglomeratele. Toate cele trei tipuri de roci sînt alcătuite în exclusivitate din fragmente de cuarţ ce sînt prinse într-o matrice silicioasă. În cazul conglomeratelor şi microconglomeratelor, matricea este alcătuită de fracţiunea grezoasă.

Gresiile cuarţitice prezintă, sub microscop, o textură echigranulară, cu fragmente de cuarţ colţuroase şi subcolţuroase, uneori rotunjite, prinse într-un ciment poros silicios. Se observă şi fragmente de muscovit, iar

Institutul Geologic al României

fragmentele de roci sînt rare. Oligomictice prin excelenţă, ele se încadrează în categoria ortocuarţitelor. Gradul avansat de sortare al acestor roci (lipsa totală a feldspaţilor, a fragmentelor de şisturi cristaline sau roci calcaroase, omogenitatea materialului clastic) dovedeşte caracterul matur al depozitelor seisiene. Deşi au o grosime mică (5-30 m) ele au o răspîndire regională foarte mare, întîlnindu-se la baza depozitelor triasice atît în Carpaţii Orientali cît şi în alte segmente carpatice (Munţii Apuseni, Carpaţii Occidentali). Toate caracterele amintite ne îndreptăţesc să considerăm depozitele seisiene sedimentate în condiţiile de shelf (sens K r u m b e i n şi S l o s s).

În foarte puţine puncte am putut observa termenii superiori ai Seisianului. Pe creasta de la nord de pîrîul Strungi, pe periclinul unei cute anticlinale faliate se poate observa sub dolomitele masive un pachet de 6 m grosime alcătuit din şisturi argilitice verzui-negricioase, fine, sfărîmicioase ce admit intercalaţii de gresii argilitice fine de aceeaşi culoare. Se pot observa două intercalaţii de 15 cm grosime, de dolomite gălbui. Acest pachet şistos este suportat de cuarţite conglomeratice ce repauzează direct pe şisturile cristaline. Un alt punct în care se poate observa partea superioară a Seisianului se găseşte pe versantul drept al văii Bicazului, pe şoseaua ce duce la cariera din versantul estic al muntelui Surduc, unde peste gresiile cuarţitice urmează un pachet de cca 1 m grosime de şisturi grezoase roşii. Aceleaşi şisturi grezoase se pot observa în marginea şoselei ce străbate valea Bicazului sub Piatra Pînţărenilor într-o mică cută anticlinală diapiră (fig. 16) şi pe pîrîul Stînei în patul dolomitelor masive.

Raritatea apariţiilor părţii superioare a Seisianului precum şi, în general, răspîndirea areală redusă a depozitelor de această vîrstă am pus-o (S ă n d u l e s c u, 1968, 1969) pe seama unei lacune intrawerfeniene, asociată în acelaşi timp cu o decolare a dolomitelor pe substratul lor.

b) *Vîrstă*. În depozitele pe care le atribuim Seisianului nu s-au găsit nici un fel de resturi fosile. Ele au fost atribuite cînd Permianului (U h l i g, 1903; I l i e, 1958) sau Werfenianului (A t a n a s i u, 1928, B ă n c i l ă, 1941 etc.). Prezenţa în acoperişul lor a faunei cu *Myophoria* (*Costatoria*) *costata* Z e n k, le plasează cu siguranţă în nivele mai vechi decît Campilianul. Plasarea lor în Seisian o putem face numai pe baza corelării litofaciesului acestor depozite. În afara regiunii situate în extremitatea orientală a masivului cristalin al Făgăraşului se pot separa (S ă n d u l e s c u

Institutul Geologic al României

în Patrulius et al., 1969)[14] depozitele conglomeratice permiene de cele seisiene pe baza alcătuirii lor petrografice. În timp ce Permianul este reprezentat de brecii conglomeratice şi gresii polimictice cu numeroase fragmente de şisturi cristaline, Seisianul este reprezentat de conglomerate şi gresii cuarţitice oligomictice identice cu cele din seria bucovinică. Acest fapt ne determină să considerăm depozitele detritice din patul dolomitelor ca fiind de vîrstă seisiană, aşa cum a fost de altfel admis şi de majoritatea cercetătorilor.

*Campilian-Anisian*

Deasupra seriei cuarţitice seisiene sau, de cele mai multe ori, direct pe şisturile cristaline, se aşază o serie dolomitică a cărei grosime variază de la cîţiva metri sau zeci de metri, în special pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş, pînă la 420 m în regiunea de la vest de Lacul Roşu (pîrîul şi muntele Licaş, muntele Lunaş, muntele Calului etc.).

Seria dolomitică este cuprinsă înte limite de discontinuitate : limita inferioară corespunde unei duble discontinuităţi stratigrafică şi tectonică, cea superioară unei discontinuităţi stratigrafice.

a) *Litologie.* Depozitele pe care le atribuim Campilian-Anisianului sînt reprezentate de dolomite masive de culoare albă-gălbuie, rareori cenuşie. Sînt adesea puternic fisurate şi alterate. În special pe suprafeţele de eroziune acoperite de depozitele jurasice produsul de alteraţie este de tipul „sidérolitique". Acesta pătrunde uneori adînc în masa dolomitelor, care capătă o culoare generală roşiatică. Aşa cum au remarcat şi autorii anteriori, partea bazală a dolomitelor devine uneori mai calcaroasă, în care caz este şi mai bine stratificată. În aceste dolomite calcaroase în plăci a fost găsită fauna campiliană.

Sub microscop, dolomitele se prezintă ca o masă uniformă criptocristalină de tip pelmicrit. În afară de această varietate, se mai observă microbrecii dolomitice (intrapelmicrit) în care elementele componente sînt alcătuite din fragmente colţuroase de dolomit criptocristalin, cimentate de o masă cu cristalinitate identică. Acest al doilea tip este după toate probabilităţile format printr-un proces de distrugere şi resedimentare rapidă, agenţii de transport neintervenind aproape deloc.

[14] D. Patrulius, M. Săndulescu, Ilcana Popescu, M. Bleahu, Jana Săndulescu, I. Stănoiu, Elena Popa. Monografia seriilor sedimentare din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali. I. Permian, Triasic, Jurasic şi Cretacic inferior. 1969. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Dolomitele calcaroase în plăci se prezintă sub microscop ca o masă criptocristalină sau microcristalină de tip micrit sau sparit. Unele varietăţi conţin şi resturi detritice de cuarţ colţuros (intrapelmicrite) (pîrîul Muntele Calului). Uneori se pot recunoaşte şi resturi organice (biosparite) reprezentate de fragmente de cochilii (lamelibranhiate), foraminifere şi radiolari.

Dolomitele din sinclinalul Hăghimaş au fost studiate şi din punct de vedere geochimic de M. S a v u l, V. A b a b e i, P. J e a n r e n a u d (1954).

Autorii citaţi remarcă faptul că rocile carbonatate analizate se încadrează, majoritatea, în cadrul dolomitelor pure sau al dolomitelor slab calcaroase şi numai cîteva în cadrul calcarelor. Nici una din cele 60 de probe analizate nu are caracterele calcarelor dolomitice. În privinţa zonalităţii dolomitizărilor, considerăm concluziile autorilor citaţi ca pornind de la o premisă greşită, întrucît pe profilele pe care au fost colectate probele studiate se găsesc şi calcare ladiniene, care fiind de altă vîrstă nu pot fi comparate cu dolomitele.

b) *Vîrstă.* I. A t a n a s i u (1928) este primul care a găsit în nivelul dolomitelor calcaroase în plăci o faună werfenian-superioară cu :

*Myophoria* (*Costatoria*) *costata* (Z e n k)
*Myophoria* (*Neoschizodus* ) *laevigatus* (Z i e t)
*Anoplophora* (*Homomya*) *fassaensis* (W i s s m)
*Gervileia modiala* F r e c h
*Gervileia exporrecta* F r e c h
*Pecten* (*Entolium*) *discites* (S c h l o t h.)
*Pecten* (*Entolium*) *discites* var. *microtis* (B i t t n)
*Naticella* (*Natiria*) cf. *costata* (M ü n s t)

B ă n c i l ă (1941 ) regăseşte în acelaşi nivel, în partea de sud a sinclinalului Hăghimaş :

*Myophoria* (*Costatoria*) *costata* (Z e n k)
*Pecten* (*Entolium*) *discites* (S c h l o t h.)
*Naticella* (*Natiria*) cfr. *costata* (M ü n s t)

P r e d a şi P e l i n (1961) citează din vîrful Piatra Ciofronca din nivelul dolomitelor calcaroase în plăci :

*Myophoria* (*Costatoria*) *costata* Z e n k şi
*Homomya fassaensis* (W i s s m)

iar G r a s u (1969) de pe afluenţii pîrîului Oii şi pîrîului Piatra Roşie :

*Myophoria* (*Costatoria*) *costata* (Z e n k)
*Natiria costata* (M ü n s t)
*Entolium discites* (S c h l o t h.)

Institutul Geologic al României

Din masa dolomitelor masive, P e l i n (1967) citează forma *Ceratites semipartitus* M o n t z.

Fauna cu *Myophoria* (*Costatoria*) *costata*, *Homomya fassaensis* și *Natiria costata* este unanim recunoscută ca fiind caracteristică pentru partea superioară a Werfenianului. Acest fapt permite considerarea cel puțin a părții celei mai inferioare a dolomitelor de vîrstă campiliană. Este greu de precizat dacă întreg Campilianul este cuprins în acest nivel avînd în vedere și posibilitatea existenței unei lacune între dolomite și orizontul gresiilor cuarțitice de dedesubt. De asemenea, este greu de apreciat cît din masa dolomitelor aparține acestui interval stratigrafic.

Ținînd seama de (1) prezența formei de *Ceratites semipartitus*, de faptul că (2) în zone apropiate unde Triasicul are un facies asemănător (Munții Apuseni, Carpații Occidentali) dolomitele superioare Seisianului cuarțitic ocupă intervalul Campilian-Anisian, avînd în vedere că (3) deasupra dolomitelor se așază calcare ladiniene; precizînd că (4) fauna campiliană se localizează numai în baza stivei și luînd în considerare (5) grosimea lor uneori apreciabilă, considerăm că sîntem suficient de îndreptățiți să atribuim dolomitelor din pînza bucovinică vîrsta Campilian-Anisian. De altfel, această vîrstă este admisă în ultimul timp de toți cercetătorii zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali.

*Ladinian*

Depozitele ce le atribuim Ladinianului se găsesc numai pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaș, în regiunile Piatra Unică, Hăghimașul Mare și Lacul Roșu. De obicei, ele se așază deasupra dolomitelor anisiene; la nord de Lacul Roșu ele ajung însă să stea direct pe șisturile cristaline, marcînd existența unei lacune în patul lor. Caracterul lor transgresiv este marcat și de faptul că dolomitele ce stau dedesubt au grosimi foarte variabile (exemple: pîrîul Suhardului, vîrful Cupașului) (pl. III). Limita lor superioară este marcată fie de așezarea, normală, a seriei carbonatate a Triasicului superior, fie de depozitele transgresive ale Jurasicului sau Cretacicului inferior. Grosimea depozitelor ladiniene variază între 10 m și 60 m, ajungînd în mod excepțional (pîrîul Suhardului) la 180 m (fig. 2).

a) *Litologie.* Ladinianul este reprezentat în seria bucovinică din sinclinalul Hăghimaș prin calcare gălbui sau albe-gălbui, compacte. Culoarea de alterare este în general albicioasă. Prezintă adesea diaclaze umplute cu calcit și zone recristalizate cu aspect zaharoid. Calcarele sînt masive, lipsite de stratificație; pe versantul vestic al muntelui Hăghimașul

Institutul Geologic al României

Mare, imediat la sud de pîrîul Fagul Oltului, calcarele sînt mai bine stratificate şi au o culoare mai închisă.

În secţiuni subţiri am putut determina trei tipuri petrografice ale acestor calcare (după clasificarea lui R. L. F o l k) :

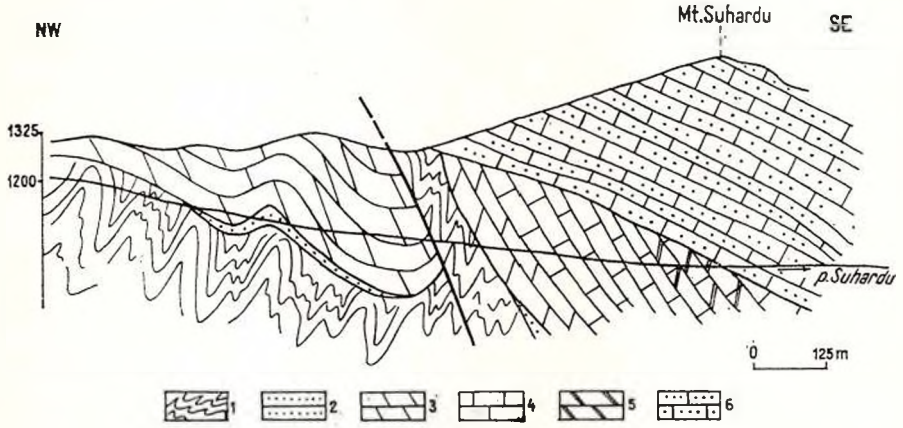



Fig.2. — Secţiune geologică în malul stîng al văii Suhardu l.

1, şisturi cristaline; 2, cuarţite (Seisian); 3, dolomite (Campilian-Anisian); 4, calcare (Ladinian); 5, dolomite+calcare (Triasic superior); 6, calcare grezoase (Dogger).

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée du Suhard.

1, schistes cristallins; 2, quartzites (Seisien); 3, dolomies (Campilien-Anisien); 4, calcaires (Ladinien); 5, dolomies et calcaires (Trias supérieur); 6, calcaires gréseux (Dogger).

dismicrite; sînt calcare cripto-pînă la microcristaline care prezintă zone de recristalizare mai largă; în masa rocii se găsesc uneori diseminaţi radiolari calcitizaţi;

intrabiomicrite, la care se observă fragmente de calcare criptocristaline semirotunjite, ce conţin resturi organice şi fragmente libere de resturi organice (în special alge dasycladacee), cuprinse într-o masă micropînă la criptocristalină;

intrabiosparite, identice cu intrabiomicritele, la care masa de calcit ce cimentează fragmentele de calcar şi de organisme este cristalizată larg.

b) *Vîrstă.* Singurele resturi organice pe care le-am putut găsi în calcarele albe-gălbui sînt reprezentate de alge dasycladacee. Din regiunea Piatra Unică am putut determina resturi prost conservate, puternic diagenizate, de

*Diplopora anulata* S c h.

În calcarele de pe pîrîul Suhardului am putut recunoaşte fragmente de

Institutul Geologic al României

*Diplopora anulata* Sch.
*Oligoporella* sp.
*Macroporella* sp.

Deşi resturile fosile sînt rare, ele pot fi utilizate pentru determinarea vîrstei calcarelor albe-gălbui. Prezenţa formei *Diplopora anulata* încadrează clar aceste calcare în Ladin. Forme de *Macroporella* se cunosc de asemenea în Ladinianul Alpilor Orientali şi în Carpaţii Occidentali (Rosenberg, 1958; Bistritzky, 1964). *Oligoporella* în schimb este cunoscută numai din Anisian. Asocierea ei cu *Diplopora anulata* şi faptul că fragmentele nu au putut fi determinate specific nu ne permit să tragem încă concluzia că în calcarele albe-gălbui este cuprinsă şi o parte din Anisian.

Ca şi în cazul dolomitelor masive, este greu să precizăm dacă calcarele albe-gălbui ocupă tot intervalul Ladinianului sau numai o parte a acestuia. În legătură cu această problemă trebuie amintit că şi în sinclinalul Rărău sînt descrise calcare albe cu diplopore, atribuite fie Ladinian-Carnianului (?) (Mutihac, 1968) fie Ladinianului superior (Patrulius, Stănoiu, în Patrulius et al., 1969)[15]. Şi într-un caz şi în celălalt atribuirea vîrstei este făcută pe baza poziţiei geometrice a calcarelor şi pe baza comparării lor cu cele din sinclinalul Hăghimaş. În al doilea caz, calcarele sînt restrînse la partea superioară a Ladinianului, întrucît Ladinianului inferior îi sînt atribuite o parte din stratele cu jaspuri, fără însă ca vîrsta ladiniană a jaspurilor să fie dovedită în vreun fel. Întrucît, aşa cum vom arăta mai departe, noi considerăm jaspurile triasice asociate intim cu dolomitele şi le acordăm aceeaşi vîrstă (Campilian-Anisian) (vezi faciesul cu radiolarite) sîntem mai degrabă tentaţi să atribuim calcarele Ladinianului inferior. Este evident însă că deocamdată această problemă nu este definitiv rezolvată nici în sinclinalul Hăghimaş şi nici în Rarău.

*Triasic superior*(?)

În împrejurimile Lacului Roşu, la vest de muntele Hăghimaşul Mare şi de muntele Piatra Unică, am putut separa deasupra calcarelor ladiniene un pachet dolomitic-calcaros, a cărui grosime variază între 10-15 m şi 100 m (pîrîul Suhardului). Acest pachet reprezintă cel mai nou termen al Triasicului bucovinic din sinclinalul Hăghimaş (fig. 3, 4).

a) *Litologie.* La alcătuirea orizontului superior al Triasicului bucovinic iau parte două tipuri de roci ce se asociază în proporţii diferite: dolomite şi calcare.

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

Institutul Geologic al României

Dolomitele sînt masive, de culoare roz, roşiatică, rareori gălbui-albicioasă, străbătute de diaclaze umplute cu calcit. Sînt compacte şi au adesea un aspect zaharoid. Sub microscop aceste roci arată o structură microcristalină, cu zone de recristalizare mai largă, tot dolomitică. Interstiţiile dintre

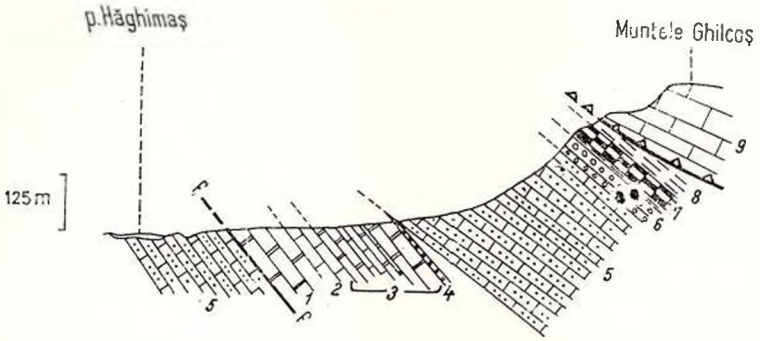



Fig.3. — Secţiune geologică pe pîrîul Ghilcoş.

1, dolomite (Campilian-Anisian); 2, calcare (Ladinian); 3, dolomite şi calcare (Triasic superior); 4, calcare oolitice feruginoase (Sinemurian-Carixian); 5, calcare grezoase (Dogger); 6, brecii infrajaspice; 7, radiolarite; 8, Wildflysch; 9, calcare jurasice (pînza Hăghimaşului).

Coupe géologique le long du ruisseau Ghilcoş.

1, dolomies (Campilien-Anisien); 2, calcaires (Ladinien); 3, dolomies et calcaires (Trias supérieur); 4, calcaires oolithiques férugineux (Sinémurien-Carixien); 5, calcaires gréseux (Dogger); 6, brèches infrajaspiques; 7, radiolarites; 8, Wildflysch; 9, calcaires jurasiques (nappe de Hăghimaş).

cristale sînt umplute cu hematit. Se observă zone cu contururi neregulate ce au conţinuturi variabile de hematit. De asemenea, pe unele secţiuni se pot observa suturi neregulate de culoare închisă pe care se aglomerează de asemenea hematitul.

Calcarele sînt de culoare roşiatică, mai rar gălbui-albicioasă, compacte, cu aspect pronunţat zaharoid. În zona Piatra Unică, ele sînt mai bine stratificate, ajungînd pînă la tipul calcarelor în plăci. Din studiul în secţiuni subţiri am putut determina două varietăţi petrografice ale acestor calcare. Ele se prezintă fie ca biomicrite, fie ca biomicrite cu centre de dolomitizare (într-o oarecare măsură biodismicrite). Biomicritele arată o masă cripto-pînă la microcristalină, cu zone neregulate hematitice, în care sînt răspîndite fragmente şi cochilii întregi de lamelibranhiate de talie mică. Este microfaciesul cunoscut sub denumirea de „calcare cu

Institutul Geologic al României

filamente". Varietatea dolomitică prezintă centre de aglomerare sau cristale romboedrice de dolomit izolate, răspîndite neregulat în masa rocii. Dimensiunile acestor cristale sînt sensibil mai mari decît ale celor ce formează biomicritul. Fenomenul de dolomitizare este evident post-genetic şi trebuie pus în legătură cu circulaţia unor soluţii îmbogăţite în carbonat de magneziu, ce provin foarte probabil din dolomitele anisiene.

Unul din cele mai clare profile în acest termen al Triasicului se poate observa la nord-vest de Piatra Unică (fig. 4), în marginea vestică a poienei largi de la izvoarele pîrîului Lazăr. Aici într-un mamelon din marginea potecii turistice, se observă clar alternanţa de pachete calcaroase şi dolomitice, roz şi roşcate. Aceeaşi alternanţă se mai observă bine pe pîrîul Ghilcoşului, pe pîrîul lui Cioflec şi în marginea vestică a Lacului Roşu, unde se intercalează şi calcare deschise la culoare, precum şi dolomite roz.

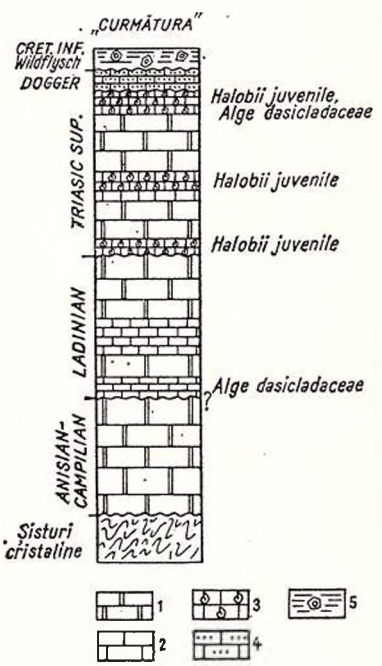



Fig.4. — Succesiunea stratigrafică a depozitelor triasice de la nord-vest de Piatra Unică.

1, dolomite; 2, calcare gălbui; 3, calcare cu *Halobia*; 4, calcare grezoase, 5, Wildflysch.

Succession stratigraphique des dépôts triasiques situés au nord-ouest du sommet Piatra Unică.

1, dolomies; 2, calcaires jaunâtres; 3, calcaires à *Halobia*; 4, calcaires gréseux; 5, Wildflysch.

Faciesul dolomitic-calcaros roz-roşcat este necunoscut în alte părţi ale zonei cristalino-mezozoice şi foarte caracteristic pînzei bucovinice în sinclinalul Hăghimaş.

b) *Vîrstă*. Din păcate, nu am reuşit să găsim resturi organice determinabile specific. „Filamentele" ce se observă în secţiuni subţiri sînt cochilii

Institutul Geologic al României

juvenile de halobii. Ele sînt numeroase şi bine conservate, dar nu oferă nici o posibilitate de determinare mai detaliată. Pe lîngă acestea, am mai putut observa, tot în secţiuni subţiri, cîteva fragmente foarte diagenizate de alge dasycladacee, pe care din păcate nu le-am putut determina nici măcar generic, precum şi numeroase resturi de radiolari. În unele secţiuni subţiri am putut determina de asemenea cîteva exemplare de *Globochete alpina* L o m b.

Microfaciesul cu *Globochete alpina* şi „filamente" a fost citat în Ladinianul pînzei de Choč (M i š i k, 1966) din Carpaţii Occidentali şi în Ladinian-Carnianul Apeninilor (Microfacies italianae). Avînd în vedere că halobiile se dezvoltă în cantitate mare în Triasicul superior din Carpaţii Orientali, am atribuit seriei dolomitic-calcaroase vîrsta Triasic superior (S ă n d u l e s c u, 1969) deşi nu există argumente hotărîtoare în acest sens.

Remarcăm faptul că în sinclinalul Rarău sînt citate, tot din seria bucovinică (P a t r u l i u s, S t ă n o i u în P a t r u l i u s et al., 1969)[16] calcare albe masive cu *Gyroporella vesiculifera*, de vîrstă noriană. Aceste calcare nu le-am găsit în sinclinalul Hăghimaş. Ele ar putea fi superioare seriei dolomitico-calcaroasă, care în acest caz ar reveni numai Carnianului, eventual şi Ladinianului celui mai superior.

### *Faciesul cu radiolarite*

Elementul caracteristic pentru faciesul cu radiolarite este, aşa cum am arătat, asocierea cu rocile Triasicului a radiolaritelor. Făcînd abstracţie de acestea din urmă, succesiunea Triasicului în faciesul de care ne ocupăm este aceeaşi ca şi în faciesul normal, deşi mai puţin completă, şi anume : gresii cuarţitice (Seisian) — dolomite (Campilian-Anisian). Din punct de vedere litologic, nu există nici o diferenţă între termenii comuni celor două faciesuri. Trebuie să remarcăm însă faptul că pe cîteva profile (afluenţii dreapta ai pîrîului Bălai) am putut observa intercalaţii de pachete de dolomite între gresiile cuarţitice (pl. IV). Este greu să interpretăm altfel alternanţa de pachete dolomitice cu gresii cuarţitice, întrucît o repetare tectonică este dificil de susţinut, avînd în vedere că solzii astfel formaţi nu afectează nivelele superioare de dolomite masive şi jaspuri.

Radiolaritele se găsesc faţă de rocile triasice în două situaţii diferite : ca intercalaţii în gresiile cuarţitice sau în partea superioară a dolomitelor (pl. IV) sau formînd un pachet superior acestora din urmă. Unele dintre aflorimentele de radiolarite nu au fost deloc semnalate înainte (cele intercala-

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

Institutul Geologic al României

te în gresiile cuarţitice), altele (asociate dolomitelor) au fost considerate de vîrstă jurasică (A t a n a s i u, 1928).

Studiul în secţiuni subţiri ne-a permis să precizăm petrografia radiolaritelor. Masa principală este alcătuită din silice criptocristalină, în care la unele varietăţi (muntele Păltiniş) se pot recunoaşte centre de aglomerare de cuarţ microcristalin. Întreaga masă este pigmentată cu clorit fin, care umple de asemenea şi fisurile, în care caz este mai larg cristalizat. Varietăţile de culoare roşie au pigment hematitic diseminat uniform în toată roca sau formînd zone paralele, în care concentraţia în hematit este diferită. În toate secţiunile studiate am putut observa resturi de radiolari răspîndite uniform sau aglomerîndu-se în fîşii paralele. Am putut recunoaşte în special tipul de *Liosphaera* şi *Cenosphaera*, mai rar *Heliodiscus*. Foarte rar se pot observa resturi de foraminifere uniseriate cu testul complet silicifiat. Mineralele argiloase sînt rare. Fragmentele detritice sînt reprezentate de cuarţ colţuros, a cărui frecvenţă variază în limite largi ; unele varietăţi, la care cuarţul este mai abundent, se apropie de tipul radiolaritelor arenacee (C a r o z z i, 1960).

Asocierea radiolaritelor cu gresiile cuarţitice se poate observa : în şaua de la izvoarele pîrîului Suhardu, în şaua de la vest de muntele Cupaşu, pe versantul nordic al muntelui Păltiniş (la sud de şoseaua Toşorog-Tulgheş) şi în extremitatea nordică a regiunii cercetate în prelungirea nordică a crestei muntelui Hăghieş. Cu o singură excepţie (muntele Păltiniş) deasupra gresiilor cuarţitice cu intercalaţii de radiolarite urmează dolomite masive.

Pe pîrîul Suhard se observă o alternanţă de pachete de radiolarite roşii şi verzi, cu gresii cuarţitice. Spre partea superioară se intercalează calcare silicioase, grezoase, care în secţiuni subţiri se dovedesc a conţine radiolari destul de numeroşi, calcitizaţi. În muntele Cupaşu, radiolaritele ce se intercalează între gresiile şi conglomeratele cuarţitice sînt de asemenea de culoare roşie şi verzuie, ca şi cele de la nord de muntele Hăghieş. În schimb cele din muntele Păltiniş sînt deschise la culoare, verzui sau gălbui. La nord de muntele Hăghieş, succesiunea începe cu radiolarite verzi, ce admit intercalaţii de gresii fine verzui, care în secţiuni subţiri se dovedesc a fi nişte grezo-calcare dolomitice, cu muscovit şi biotit cloritizat. Deasupra urmează radiolarite roşii şi verzi, în care — către partea superioară — se intercalează un strat de cîţiva metri de calcare silicifiate cenuşii. În secţiuni subţiri, acestea arată o structură brecioasă cu fragmente colţuroase de cuarţ şi cu zone silicifiate, bogate în clorit autigen ; în toată masa rocii sînt răspîndite neregulat forme sferoidale de calcit criptocristalin, uneori silicifiate precum şi resturi de echinoderme (crinoizi) şi radiolari. Acest nivel, inferior dolomitelor masive din faciesul cu radiolarite, este

Institutul Geologic al României

cel mai vechi nivel cu echinoderme citat pînă acum în depozitele mezozoice din Carpaţii Orientali. Prezenţa lui dovedeşte că adîncimea de sedimentare a radiolaritelor nu putea fi prea mare, fapt normal de altfel, avînd în vedere asocierea lor cu gresiile şi conglomeratele cuarţitice care — aşa cum am arătat — pot fi considerate depozite de shelf.

Seria cuarţitic-radiolaritică descrisă mai sus poate fi atribuită Seisianului pe baza corelării litologice cu depozitele de această vîrstă din faciesul normal. În sprijinul acestei corelări pledează mai multe fapte :

prezenţa rocilor cuarţitice identice în cele două faciesuri ;

acoperişul (dolomite masive) şi culcuşul (şisturile cristaline ale pînzei bucovinice) sînt identice ;

intercalaţiile carbonatate din faciesul cu radiolarite au un corespondent asemănător în faciesul normal ce poate fi observat pe versantul estic al muntelui Chicera, unde între gresii şi conglomerate cuarţitice se intercalează dolomite calcaroase, bine stratificate, al căror microfacies este asemănător cu cel al calcarelor silicifiate cu echinoderme de la nord de muntele Hăghieş.

În sprijinul concluziilor de mai sus vine şi prezenţa nivelului cu crinoizi. În Triasicul din Slovenia, R a m o v s (1961) a găsit de asemenea crinoizi în depozite seisiene datate cu faună. Este unul din punctele în care este citat cel mai vechi nivel cu echinoderme din Trias.

Asocierea radiolaritelor cu dolomitele masive se poate observa în bazinul pîrîului Bălai, la nord de şoseaua Toşorog-Tulgheş, pe afluenţii dreapta ai acestuia. Aici (pl. IV), la partea superioară a dolomitelor se urmăreşte o alternanţă de pachete de grosimi diferite de radiolarite şi de dolomite. Succesiunea se termină în aceste profile cu un pachet mai gros de radiolarite, fără intercalaţii dolomitice. Urmărind pe direcţie acest pachet superior, se constată că el se subţiază spre nord şi dispare. În schimb, imediat la nord de zona de dispariţie, partea terminală a dolomitelor prezintă zone de silicifiere, în care se observă, în secţiuni subţiri, o masă microcristalină dolomitică, cu zone bogate în radiolari, care au un început de silicifiere ; pe fisuri se observă zone de cloritizare. În acelaşi timp, între radiolaritele din pachetul superior am putut determina existenţa unor intercalaţii de radiolarite carbonatice (C a r o z z i, 1960), în care se mai observă zone microcristaline dolomitice netransformate încă. Toate aceste fapte ne conduc la ideea că radiolaritele asociate dolomitelor sînt legate în continuitate de sedimentare cu ele, înlocuind pe anumite zone partea superioară a lor (ele trec atît pe verticală cît şi lateral la dolomite masive). La o concluzie asemănătoare au ajuns şi B ă n c i l ă şi P a p i u (1953) pentru jaspurile din acoperişul dolomitelor triasice de la Pojorîta.



Institutul Geologic al României

Acordînd dolomitelor masive vîrsta Campilian-Anisian prin comparaţie cu depozitele similare din faciesul normal, rezultă că radiolaritele asociate părţii superioare a acestora sînt de vîrstă anisiană.

Separarea faciesului cu radiolarite în Triasicul bucovinic ridică o serie de probleme regionale care nu privesc numai sinclinalul Hăghimaş. Se poate observa (fig. 1) că limita între faciesul normal şi cel cu radiolarite nu este paralelă cu fruntea pînzei bucovinice, ci oblică faţă de aceasta, avînd direcţia aproximativ NE-SW. În acelaşi timp, se observă că faciesul cu radiolarite al Seisianului ajunge mai la sud (pîrîul Suhardul) decît cel al dolomitelor cu radiolarite (care nu se mai cunoaşte la sud de pîrîul Bălai). Dacă ţinem seama de faptul că la vest de Tulgheş, în muntele Azodu Mare, în afara regiunii cercetate de noi, se dezvoltă din nou faciesul normal al Triasicului, obţinem pentru limita faciesului cu radiolarite o formă semieliptică cu deschiderea îndreptată spre nord. Avînd în vedere această formă, putem imagina zona de sedimentare a faciesului cu radiolarite ca o zonă alungită, înconjurată de faciesul normal al Triasicului, zonă alungită ce ar corespunde unor condiţii diferite de sedimentare, care au favorizat dezvoltarea radiolaritelor. Această zonă s-ar prelungi şi spre nord pînă cel puţin în valea Moldovei (sinclinalul Rarău) unde se cunosc jaspuri triasice. Ea ar reprezenta aria de maximă adîncime a zonei de sedimentare a Triasicului bucovinic, adîncime ce nu trebuie totuşi considerată prea mare, din motivele arătate mai sus (p. 49); la estul şi la vestul zonei axiale se dezvoltă faciesul normal, fără jaspuri.

### Pînza sub-bucovinică

Triasicul sub-bucovinic se caracterizează prin : (1) dezvoltarea largă a dolomitelor şi (2) lipsa depozitelor triasice superioare calcaroase.

#### Răspîndire

În regiunea cercetată de noi, formaţiunile triasice sub-bucovinice alcătuiesc corpul principal a două petece de şariaj, situate între fruntea pînzei bucovinice („creasta" Dămucului) şi stratele de Sinaia din pînza de Ceahlău. Petecul sudic se dezvoltă în zona „Gura Dămucului" pe o lungime de 800 m, iar cel nordic cu o lungime de 600 m şi o lăţime de 200 m, la nord de valea Jidanului şi la sud de Bîtca Rotundă.

#### Orizontare

La alcătuirea Triasicului sub-bucovinic iau parte doi termeni stratigrafici : şisturile de Campil şi dolomite anisiene (fig. 7).

Institutul Geologic al României

*Campilian*

În petecul de rabotaj de la „Gura Dămucului" în baza solzului din malul drept al văii Bicazului, Mezozoicul sub-bucovinic începe, aşa cum am arătat şi cu altă ocazie (S ă n d u l e s c u, 1969) cu calcare marnoase în plăci de 1-2 cm grosime, identice cu şisturile de Campil cunoscute în alte regiuni din Carpaţii Orientali. Prezenţa acestor depozite calcaroase în baza Triasicului sub-bucovinic este un element important pentru diferenţierea lui în raport cu cel bucovinic, în care Campilianul este încă dolomitic. Este demn de remarcat faptul că în valea Putnei (la vest de Pojorîta), acolo unde se poate observa substratul cristalin al Triasicului sub-bucovinic, se întîlnesc aceleaşi calcare marnoase cenuşii, de tipul şisturilor de Campil, situate sub masa dolomitelor şi deasupra unui Seisian grezos roşu. Reamintim numai şi vom reveni într-un alt capitol, că şi pe masivul cristalin al Gîrbovei (în munţii Perşani) se constată aceeaşi succesiune în baza Triasicului (P a t r u l i u s et al., 1966).

*Anisian*

Depozitele anisiene sub-bucovinice se întîlnesc atît în petecul de rabotaj de la Gura Dămucului cît şi în cel din Bîtca Rotundă. Ele sînt reprezentate de dolomite masive, lipsite de stratificaţie, identice cu cele bucovinice. Avînd în vedere că Werfenianul superior (Campilian) este prezent în patul acestor dolomite, ele ar urma să revină exclusiv Anisianului. Grosimea dolomitelor sub-bucovinice este variabilă, ajungînd pînă la cel mult 30 m.

## Pînza transilvană de Hăghimaş

Triasicul alohton [17] din sinclinalul Hăghimaş se prezintă sub două moduri de zăcămînt : ca olistolite în formaţiunea de Wildflysch şi ca petece de antrenare la baza pînzei Hăghimaşului. Şi într-un caz şi în celălalt este vorba de klippe de dimensiuni reduse, cele mai mari dimensiuni fiind atinse de klippele de dolomite anisiene (200-300 m lungime).

### Răspîndire

Pentru o urmărire sistematică a răspîndirii depozitelor triasice alohtone este necesară o grupare a acestora după vîrstă şi tipuri litologice.

[17] Caracterul alohton al acestor depozite triasice se referă la poziţia lor în raport cu pînza bucovinică care la rîndul ei are o poziţie alohtonă în raport cu pînza sub-bucovinică ş.a.m.d.

Institutul Geologic al României

Stratele de Werfen se întîlnesc pe pîrîul Ciofronca (la izvoare) pe o potecă de oi ce traversează această vale, foarte aproape de baza pînzei Hăghimaşului.

Stratele de Campil se întîlnesc în următoarele puncte :

pîrîul Muntele Fagului (bazinul Trotuşului) sub forma unei klippe de 30 m lungime în formaţiunea de Wildflysch ;

pîrîul Fagul Oltului (versantul vestic al muntelui Hăghimaşul Mare) în versantul stînga spre izvoare, la baza unui solz din pînza Hăghimaşului ;

Lacul Roşu, în marginea şoselei naţionale, ca blocuri în formaţiunea de Wildflysch aproape de marginea din aval a localităţii balneare ;

pe versantul estic al muntelui Hăghieş, pe creasta ce leagă acest munte de muntele Chicera, sub forma unei klippe de 30-40 m lungime în formaţiunea de Wildflysch.

Dolomite asociate cu jaspuri şi calcare se întîlnesc :

sub vîrful Piatra Crăpată, sub forma unei lame de rabotaj de 300 m lungime la baza pînzei Hăghimaşului ;

pe versantul estic al muntelui Criminiş, ca o klippă suportată de formaţiunea de Wildflysch.

Gresii roşii-cenuşii cu *Daonella lömmelli* — citate de B ă n c i l ă sub vîrful Piatra Crăpată, legate probabil de baza pînzei Hăghimaşului.

Calcare cenuşii, în plăci, cu *Monotis substriata*, pe versantul vestic al muntelui Ghilcoş, în asociaţie cu rocile de Wildflysch.

Calcare marnoase nisipoase cu *Monotis salinaria* la izvoarele pîrîului Sec, asociate formaţiunii de Wildflysch.

Calcare roşii de tip Hallstat se întîlnesc :

în şaua dintre Piatra Unică şi Ocem, asociate formaţiunii de Wildflysch ;

la izvoarele pîrîului Fagul Oltului, asociate formaţiunii de Wildflysch.

Calcare verzui cu *Terebratula* (*Rhaetina*) *gregaria* — citate de H e r b i c h la izvoarele pîrîului Sec, probabil în legătură cu formaţiunea de Wildflysch.

**Orizontare**

În analiza stratigrafică a Triasicului alohton sîntem de la început confruntaţi cu trei fapte : (1) caracterul discontinuu al aflorimentelor ; (2) situaţia dublă în care depozitele triasice se găsesc — ca olistolite şi ca petece de antrenare şi (3) existenţa în Triasicul superior a cel puţin două faciesuri sincrone ; ele îngreuiază simţitor descifrarea succesiunii stratigrafice primare.

Institutul Geologic al României

În legătură cu problema de care ne ocupăm trebuie să amintim că de curînd, P a t r u l i u s (1967) distinge în Carpaţii Orientali patru zone de facies ale Triasicului : zona internă, caracterizată de seria transilvană, zona nordică a Carpaţilor Orientali corespunzînd părţii interne a pînzei bucovinice cu două serii : de Rarău şi de Maramureş (inclusiv Iacobeni), zona dolomitică, cu seria bucovinică şi zona externă de facies, cu seria de Braşov. În această schemă, cîteva elemente importante nu sînt luate în consideraţie :

(1) Triasicul de la Iacobeni aparţine, din punct de vedere tectonic, celei mai profunde unităţi a masivului maramureşan, inferioare pînzei sub-bucovinice. Din acest motiv, el nu poate fi în nici un caz considerat în aceeaşi zonă de facies cu elementele alohtone din masivul Rarău, care, aparţin unităţii tectonice celei mai înalte din masivul maramureşan ;

(2) în schema propusă este ignorată pînza sub-bucovinică ;

(3) seria de Rarău este tratată separat de seria (şi implicit de pînza) transilvană, fiind ataşată pînzei bucovinice, faţă de care are o poziţie net superioară. În legătură cu acest din urmă fapt, nu este lipsit de interes să amintim că U h l i g (1907) a definit pînza transilvană tocmai în sinclinalul Rarău, înglobînd la aceasta toate klippele din masivul cu acelaşi nume.

Reamintim că în structura tectonică a masivului maramureşan se pot recunoaşte două sisteme de pînze suprapuse : central şi transilvan (S ă n d u l e s c u, 1967). Ne vom opri asupra acestuia din urmă pentru a încerca să precizăm problemele stratigrafiei depozitelor triasice ce iau parte la alcătuirea unităţilor lui componente. Am arătat şi cu altă ocazie (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969) că în sistemul pînzelor transilvane se pot distinge cel puţin două pînze importante : pînza de Perşani şi pînza de Hăghimaş — considerînd de asemenea, cu caracter preliminar, că între pînza Hăghimaşului şi „klippele" din Rarău există afinităţi care ar permite extinderea primei pînă în sinclinalul Rarău (S ă n d u l e s c u, 1969). Întrucît ambele pînze (Perşani şi Hăghimaş) aparţin sistemului transilvan, şi seriile sedimentare care le alcătuiesc sînt „transilvane". Pentru a le deosebi este important ca şi acestea din urmă (ca şi pînzele) să aibă denumiri locale. Pentru Triasic, cel puţin, în sistemul transilvan se pot distinge două serii : de Perşani şi de Rarău-Hăghimaş ; ele corespund cu seriile transilvană şi respectiv de Rarău separate de P a t r u l i u s (1967), cu diferenţa, importantă, că seria de Rarău nu are nici o legătură cu Triasicul de la Iacobeni şi deci cu pînza bucovinică. Vom reveni într-un alt capitol asupra relaţiilor spaţiale între cele două serii şi poziţiei lor primare în raport cu Triasicul bucovinic.

Institutul Geologic al României

Rezumînd, putem prezenta cele două serii transilvane în tabelul alăturat.

*Werfenian*

Triasicul inferior de facies transilvan din sinclinalul Hăghimaş aparţine seriei de Perşani. El este reprezentat de strate de Werfen şi de şisturile de Campil.

**Strate de Werfen.** Se cunosc numai într-un singur punct (vezi p. 52).

a) *Litologie.* Stratele de Werfen sînt alcătuite dintr-o alternanţă deasă de: (1) marne cenuşii-albăstrui, fine, moi, cu suprafeţe de fricţiune numeroase, foarte fin muscovitice (satinate), (2) gresii marnoase sau calcaroase cenuşii, cu diaclaze umplute cu calcit de culoare albă sau roz, ce se prezintă în strate de 1-2 cm. Grosimea totală a stratelor de Werfen vizibilă în pîrîul Ciofronca este de aproximativ 10 m. Este foarte probabil că aceste depozite formează un petec de antrenare la baza pînzei de Hăghimaş, întrucît baza calcarelor masive tithonice se află la cîţiva zeci de metri deasupra aflorimentului de strate de Werfen; din păcate, acest interval este acoperit de vegetaţie.

b) *Vîrstă.* Herbich (1878) şi Băncilă (1941) citează din aceste depozite:

*Myophoria* (*Costatoria*) *costata* (Zenk)
*Megalodon triqueter* Wulf
*Gervilleia modiola* Frech.
*Naticella* (*Natiria*) *costata* Münst.

forme pe lîngă care Grasu (1969) a mai colectat:

*Myophoria* cf. *orbicularis* Bronn.
*Entolium discites* (Schloth.)
*Turbo rectecostatus* Hauer
*Gervilleia exporrecta* Leps.
*Gervilleia alberthii* Gredn.
*Pseudomonotis inaequicostata* Ben.

Fauna găsită în stratele de Werfen este tipic campiliană, aşa cum au admis toţi cercetătorii anteriori. Avînd în vedere că în sinclinalul Hăghimaş se găsesc şi şisturi de Campil tipice, sîntem nevoiţi să atribuim stratele de Werfen numai unei părţi a Campilianului, cu trecere probabilă în Seisian.

Institutul Geologic al României

# TABEL DE CORELARE A TRIASICULUI TRANSILVAN

M. SĂNDULESCU. Studiul geologic al părţii centrale şi nordice a sinclinalului Hăghimaş (Carpaţii Orientali)

| | PERSANI | HĂGHIMAŞ | | RARĂU | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Seria de Rarău-Hăghimaş | Seria de Perşani | Seria de Rarău-Hăghimaş | Seria de Perşani |
| Liasic | Adneth | Adneth | | Adneth | |
| Rhetian | Calcare negricioase cu megalodonte | Calcare verzi cu Terebratula (Rhaetina) gregaria | | | |
| Norian sup. / med. / inf. | Calcare albe recifale / Calcare roşii de Hallstatt | Calcare marnoase cu M. salinaria | Calcare roşii de Halstatt | Calcare marnoase cenuşii cu M. salinaria | Calcare albe / Calcare roşii de Halstatt |
| Carnian | Calcare roşii de Hallstatt | Calcare cenuşii cu M. substriata | Ca Calcare roşii de Hallstatt (cu Jovites dacus) | Calcare masive / cenuşii stratificate (H. styriaca) | Calcare de Hallstatt |
| Ladinian sup. / med. / inf. | Diabaze + serpentine (enclave de calcare roşii) | Calcare cu silex + jaspuri | (? serpentine ?) | Calcare cu silex + jaspuri | Calcare de Hallstatt + serpentine şi jaspuri |
| Anisian | Calcare marmoreene albe (alge) / Calcare bituminoase. Intercalaţii de: Calcare roşii cu silex, Dolomite | Dolomite | | Calcare masive cu lentile dolomitice, dolomite | Calcare cenuşii vermiculate („Guttenstein") |
| Seis. Cuiap | Strate de Werfen | | Strate de Werfen | | Strate de Werfen |
| | | | | Gresii cuarţ + şist. roşii | |



Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

**Strate de Campil.** Toate apariţiile de strate de Campil au fost descoperite în urma cercetărilor noastre. Ele se găsesc sub formă de klippe sedimentare (olistolite) înglobate în formaţiunea de Wildflysch. Dimensiunile acestor klippe variază între 15 m (izvorul pîrîului Fagul Oltului) şi 30 m (şaua de la E de muntele Hăghieş) lungime şi 5-10 m grosime. Numai la Lacul Roşu am întîlnit stratele de Campil sub forma unor blocuri de cîţiva decimetri.

a) *Litologie.* Klippele de strate de Campil sînt alcătuite din calcare şistoase, slab nisipoase, de culoare gălbuie sau cenuşie-gălbuie. Ele prezintă suprafeţe de stratificaţie rugoase, neregulate şi cu un conţinut slab de nisip fin. Grosimea vizibilă a şisturilor de Campil variază între 1-10 m; aceasta nu este însă grosimea lor totală, avînd în vedere caracterul tectonic al apariţiei lor.

b) *Vîrstă.* Din păcate, nu am găsit nici un fel de resturi fosile în cuprinsul şisturilor de Campil. Pe baza asemănării lor cu roci similare din Perşani (valea Lupşa — în localitatea Cuciulata), le atribuim Campilianului superior. Ele ocupă probabil o poziţie stratigrafică superioară stratelor de Werfen, aşa cum se poate observa tot în munţii Perşani (valea Lupşa-Cuciulata), unde în baza calcarelor masive bituminoase de tip Guttenstein se observă mai întîi şisturi de Campil, iar dedesubt — strate de Werfen.

*Triasicul mediu*

Depozitele mediotriasice alohtone aparţin seriei de Rarău-Hăghimaş. Este de subliniat faptul că în sinclinalul Hăghimaş nu cunoaştem calcarele bituminoase de tip Guttenstein, atît de caracteristice pînzei Perşanilor; ele nu apar nici măcar sub formă de klippe sedimentare în Wildflysch. Ceea ce B ă n c i l ă (1941) a denumit calcare de Guttenstein nu sînt altceva decît calcarele ladiniene cu diplopore ale seriei bucovinice.

a) *Litologie.* Triasicul mediu este reprezentat de dolomite calcaroase şi calcare silicifiate asociate cu radiolarite. Dolomitele calcaroase sînt masive, cenuşii-gălbui, arătînd în secţiuni subţiri o structură microcristalină sau criptocristalină. În klippa de pe clina estică a muntelui Criminiş, care are o poziţie răsturnată, dolomitele suportă stratigrafic (în serie inversă) un pachet de calcare silicifiate şi radiolarite roşii şi verzi.

Institutul Geologic al României

De pe versantul vestic al muntelui Ocem, B ă n c i l ă (1941) citează un bloc de calcare grezoase roşii cu *Daonella lömmelli* M o j s. Această rocă ar putea face parte din suita calcarelor şi radiolaritelor superioare dolomitelor masive.

b) *Vîrstă.* În afara formei *Daonella lömmelli* M o j s. citată de B ă n c i l ă, noi nu am găsit alte resturi fosile în klippele mediotriasice. Pentru o precizare a vîrstei putem însă face apel la o comparare cu roci similare din sinclinalul Rarău. În klippele alohtone de aici se citează (P o p e s c u, P a t r u l i u s, 1964) un Campilian-Anisian calcaros-dolomitic şi un Ladinian reprezentat de calcare în plăci şi jaspuri cu *Daonella indica* (Piatra Zimbrului). După cum se vede, situaţia este foarte asemănătoare cu cea întîlnită de noi în sinclinalul Hăghimaş. Dolomitele masive ar reveni astfel cel puţin Anisianului, iar calcarele silicioase şi radiolaritele ar aparţine Ladinianului; pentru această din urmă vîrstă pledează şi forma de *Daonella lömmelli* M o j s. (fosil de zonă pentru Ladinian).

Constatăm cu această ocazie că faciesul radiolaritic este heterocron, în seria bucovinică el apărînd la nivele inferioare Ladinianului.

*Triasicul superior*

Depozitele neotriasice aparţin atît seriei de Perşani cît şi seriei de Rarău-Hăghimaş. Primei îi repartizăm calcarele de tip Hallstatt, celei de a doua calcarele grezoase cenuşii.

**Calcarele de tip Hallstatt.** Printre primele depozite de vîrstă triasică descoperite în masivul Hăghimaş, calcarele de tip Hallstatt apar ca nişte klippe de dimensiuni foarte reduse şi adesea nu sînt vizibile decît sub formă de blocuri răspîndite pe suprafaţa de apariţie a formaţiunii de Wildflysch. Noi am găsit asemenea roci în zona „Curmăturii" dintre Piatra Unică şi Ocem. Ele se prezintă sub forma unor calcare compacte fine, aproape litografice, de culoare roşie, ce se desprind în plăci decimetrice. Din aceste roci au fost citate:

(1) La izvoarele pîrîului Fagul Oltului (M o j s i s o v i c s, 1875)
*Ortoceras lateseptum* H a u.
*Pinacoceras postparma* M o j s.
*Pinacoceras subsimmetricum* M o j s.
*Cladiscites monticola* M o j s.
*Cladiscites* cf. *juvavicus* M o j s.
*Distichites celticus* M o j s.

Institutul Geologic al României

*Distichites wulfeni* Mojs.
*Rhacophyllites neojurense* (Quenst.)
*Parathisbites scaphiliforme* (Hau.)

(2) în „Curmătură" între Piatra Unică şi Ocem (Mojsisovics, 1875)

*Iovites* (*Tropites*) *dacus* (Mojs.)

(3) sub peretele muntelui Ocem (Băncilă, 1941)

*Spiriferina gregaria* Suess.

Fauna, în special cea de pe Fagul Oltului, este tipică pentru biofaciesul calcarelor de Hallstatt, neotriasice. Prezenţa acesteia în sistemul pînzelor transilvane ridică probleme importante de paleogeografie pentru sistemul carpatic, asupra cărora ne vom opri într-un capitol următor.

**Calcarele grezoase cenuşii.** Pe clina sud-vestică a „curmăturii" în aria de aflorare a formaţiunii de Wildflysch, se cunoaşte o klippă de calcare cenuşii, bogate în fracţiune nisipoasă, care le dă un aspect grezos, cu suprafeţe de stratificaţie neregulate. Din aceste calcare, Herbich (1878) citează :

*Monotis substriata* Hörn.
*Myophoria* sp.
*Nucula* sp.
*Pelecipoda*

Prezenţa formei *Monotis substriata* Hörn. fixează vîrsta neotriasică a calcarelor cenuşii. Existenţa acestui facies sincron calcarelor de tip Hallstatt dar heteropic, justifică printre altele separarea seriei de Rarău-Hăghimaş de seria de Perşani.

## LIASIC

### Istoric

Primul care relevă posibilitatea existenţei depozitelor de vîrstă liasică în munţii Hăghimaş este Hauer (1859 a, b) care atribuie acestei serii gresiile calcaroase de culoare brună, situate la vest de masa calcarelor masive din Ocem şi Piatra Crăpată. De fapt, este vorba de gresiile Doggerului şi de o parte din depozitele de Wildflysch întrucît cu depozitele „liasice" Hauer asociază şi rocile eruptive bazice ce se găsesc în această regiune. Mai tîrziu, Hauer şi Stache (1863, p. 309) citează şi resturi fosile (găsite de Herbich) din aşa-zisele depozite liasice, fosile de vîrstă

Institutul Geologic al României

triasică (*Monotis substriata*, *Myophoria*, *Nucula*) fapt care dovedeşte confuzia acestor autori (este vorba probabil de olistolite din Wildflysch).

Lui Herbich (1878) îi datorăm însă descoperirea depozitelor liasice certe, bogate în resturi fosile de la Piatra Unică. Fauna acestor depozite, de tip Adneth, este descrisă mai întîi de Herbich (1878) şi apoi de Vadasz (1915). Atanasiu (1934 — în Băncilă, 1958) separă în împrejurimile Lacului Roşu calcare roşii liasice, din care mai tîrziu descrie împreună cu Răileanu o faună liasic-inferioară asemănătoare cu fauna de Hierlatz (Atanasiu, Răileanu, 1950). Depozite de acelaşi facies sînt citate şi din partea sudică a sinclinalului Hăghimaş (Patrulius, 1964). Din aceeaşi zonă, Năstăseanu şi Solcan (1963) fac cunoscută o faună toarciană de tip Gresten găsită într-un bloc remaniat în formaţiunea de Wildflysch. Pelin (1967) menţionează şi prezenţa depozitelor de vîrstă domeriană şi toarciană în regiunea dintre Lacul Roşu şi „creasta" Dămucului, iar Grasu şi Turculeţ (1967) arată că în calcarele roşii oolitice de la Lacul Roşu este cuprins şi Pliensbachianul inferior.

Trebuie menţionat faptul că depozitele liasice în facies de Adneth de la Piatra Unică, precum şi depozitele toarciene din Piatra Luciului (menţionate de Pelin) ca şi cele din sudul sinclinalului Hăghimaş (menţionate de Năstăseanu şi Solcan) sînt în zăcămînt secundar — ca olistolite în formaţiunea de Wildflysch sau ca petece de antrenare la baza pînzei Hăghimaşului (Săndulescu, 1968, 1969).

### Pînza bucovinică

Liasicul bucovinic se caracterizează prin prezenţa calcarelor hematitice oolitice cu faună de tip Hierlatz.

#### Răspîndire

Depozitele liasice aparţinînd pînzei bucovinice nu se cunosc în regiunea cercetată de noi decît pe flancul intern al sinclinalului Hăghimaş în împrejurimile Lacului Roşu. Ele apar pe suprafeţe restrînse deasupra depozitelor triasice pe : Pîrîul lui Cioflec, pe afluentul stîng al pîrîului Hăghimaşului (în amont de Pîrîul lui Cioflec), pe pîrîul Ghilcoş şi în malul stîng al văii Bicaz, imediat în aval de ieşirea acesteia din Lacul Roşu. În toate aceste puncte se găsesc calcarele oolitice roşii. Pe pîrîul Ghilcoş, pe primul afluent stînga al pîrîului Suhard şi pe primul afluent dreapta al aceluiaşi pîrîu se găsesc calcarele conglomeratice domeriene, tot ca petece

Institutul Geologic al României

de dimensiuni reduse (ultimele două puncte au fost puse în evidență de cercetările noastre).

**Orizontare**

În depozitele liasice ale pînzei bucovinice se pot recunoaşte două orizonturi: (1) calcarele oolitice de vîrstă Sinemurian-Pliensbachian inferior şi (2) calcarele conglomeratice de vîrstă Domerian.

*Sinemurian-Carixian*

a) *Litologie.* Alcătuirea litologică a primului termen stratigrafic al Liasicului bucovinic este foarte omogenă: calcare oolitice, hematitice, roşii, ce se prezintă în bancuri de 0,5-1 m, cu suprafeţe de stratificaţie neclare.

Sub microscop, ele prezintă o textură tipică de calcar oolitic. Oolitele au structura concentrică, zonată, sînt bogate în oxizi de fier (în special hematit) şi sînt prinse într-o masă calcaroasă microcristalină hematitică, în care sînt diseminate fragmente colţuroase de cuarţ. Uneori, fragmentele de cuarţ sînt mai frecvente, matricea calcarelor oolitice fiind în acest caz de tip grezo-calcaros.

Într-un singur punct, pe pîrîul Ghilcoş, peste calcarele oolitice roşii se aşază în continuitate de sedimentare calcare roşii, în plăci. Grosimea calcarelor oolitice variază între 5 m (afluent stînga pîrîul Hăghimaşului, Pîrîul lui Cioflec) şi 10 m (Lacul Roşu, pîrîul Ghilcoş). Ţinînd seama de condensarea stratigrafică puternică şi de caracterul lor pregnant hematitic ele pot fi considerate ca un depozit de haut-fond, cu aport clastic slab.

b) *Vîrstă.* Din calcarele oolitice de pe pîrîul Ghilcoş, A t a n a s i u şi R ă i l e a n u (1950) citează o faună eoliasică cu:

*Spiriferina haueri* S u e s s.
*Rhynchonella fissicostata* S u e s s.
*Rhynchonella variabilis* S c h l o t h.
*Waldheimia* (*Cintta*) *subnumismalis* (D o w.)
*Pecten humberti* P u m.
*Entolium liassinum* N y o t.
*Pseudopecten aequivalvis* S o w.
*Chlamis* (*Entolium*) *tectorius* (S c h l o t h.)
*Nautilus striatus* S o w.
*Rhacophyllites* (*Paradasyceras*) cf. *urmoesenis* (H e r b.)

Institutul Geologic al României

*Belemnites* (*Passalotheutis*) *paxilosus* (S c h l o t h.)
Din acelaşi pîrîu, G r a s u şi T u r c u l e ţ (1967) au determinat:
*Cintta numismalis* (L a m n.)
*Cintta subnumismalis* (D a v.)
*Zeilleria* af. *quadrifida* (L a m k. )
*Tetrarhynchia* cf. *tetrahedra* (S o w.)
*Tetrarhynchia argotinensis* (R a d o v.)
*Plicatula spinosa* S o w.
*Isocardia diversa* G o l d f.
*Entolium hehlii* d'O r b.
*Aequipecten priscus* (S c h l o t h.)
*Hastites umblicatus* (B l a i n v.)

Pe Pîrîul lui Cioflec noi am găsit în calcarele oolitice roşii: *Belemnites* (*Passalotheutis*) *paxilosus* (S c h l o t h.) şi resturi prost conservate de *Entolium*.

Din toate ivirile de calcare oolitice am putut determina în secţiuni subţiri:

*Involutina liassica* (J o n e s) şi
*Involutina turgida* K r i s t a n

Cea mai mare parte a formelor citate se regăsesc în Liasicul de la Gresten din Alpii Orientali. *Entolium liassinum*, *E. hehlii*, *Chlamys textorius* şi *Aequipecten priscus* sînt singurele forme citate din „Şisturile de Gresten" (T r a u t h, 1909) atribuită Hettangianului cu trecere în extrema bază a Sinemurianului (zona cu *A. bucklandi*). Ele sînt citate însă şi în „Calcarul de Gresten" care corespunde Sinemurianului şi eventual şi Carixianului. Din acesta din urmă se citează printre altele formele *Spiriferina hauerii*, *Rhynchonella varriabilis*, *Cintta numismalis*, *C. subnumismalis*, *Entolium liassinum* şi *Plicatula spinosa*, ce se găsesc şi în calcarele oolitice feruginoase de care ne ocupăm. Forma *Tetrarhynchia tetraedra* (S o w.) este în schimb foarte răspîndită numai în Liasicul mediu (A e g e r, 1956). Formele de *Involutina liassica* şi *Involutina turgida* au maximul de dezvoltare în Liasicul inferior.

Avînd în vedere cele de mai sus, sîntem de părere că depozitele oolitice roşii din baza Liasicului bucovinic trebuie atribuite Sinemurianului şi Carixianului.

Este de menţionat faptul că fauna calcarelor oolitice aparţine provinciei submediteraneene din care fac parte şi depozitele de la Gresten, fără a avea litofaciesul de Gresten.

Institutul Geologic al României

*Domerian*

a) *Litologie.* Domerianul este reprezentat de calcare conglomeratice şi grezoase, cenuşii. Elementele grosiere sînt reprezentate de cuarţ şi şisturi cristaline.

Grosimea depozitelor domeriene nu depăşeşte 10 m (afluent dreapta pîrîul Suhardu). Trebuie remarcat faptul că în timp ce pe pîrîul Ghilcoş depozitele domeriene se aşază pe calcarele roşii sinemurian-carixiene, în bazinul pîrîului Suhard ele sînt suportate de diferite nivele ale depozitelor triasice, situaţie care marchează clar existenţa unei lacune cu eroziune situată între Carixian şi Domerian.

b) *Vîrstă.* De pe pîrîul Ghilcoş, P e l i n (1967) împreună cu P r e d a au colectat din calcare conglomeratice şi grezoase :

*Spiriferina tumida* B u c k.
*Spiriferina tumida* var. *acuta* C o r r y.
*Spiriferina tumida* var. *ascendens* D e l o n g c h.
*Spiriferina alpina* O p p e l
*Chlamis textorius* S c h l o t h.
*Entolium hehlii* d'O r b.
*Entolium disciformis* S c h u b l e r
*Belemnites* (*Pleurobelus*) *compressus* (S t a h k.)
*Belemnites* (*Passalotheutis*) *paxilosus* (S c h l o t h.)
*Belemnites* (*Brachybelus*) *zieteni* (W e r n e r)
*Belemnites* (*Passalotheutis*) *milleri* (P h i l.)
*Mesotheutis rhenanus* O p p.

De pe afluentul stînga al pîrîului Suhard am putut determina din calcare conglomeratice :

*Entolium* ex gr. *liassinum* (N y s t.)

Deşi fauna nu este extrem de caracteristică, indicînd în general Liasicul mediu, sîntem de aceeaşi părere cu P e l i n că depozitele ce o conţin ar putea aparţine Domerianului. Avem în vedere şi faptul că Carixianul este cuprins în calcarele oolitice roşii, din patul acestor depozite.

## Pînza sub-bucovinică

### Răspîndire

Singurul punct în care, în pînza sub-bucovinică dezvoltată în regiunea cercetată de noi, apar şi depozite pe care le atribuim Liasicului,

Institutul Geologic al României

este valea Bicazului (malul drept) în legătură cu petecul de şariaj de la „Gura Dămucului" (fig. 7).

**Orizontare**

Deasupra dolomitelor anisiene din petecul de rabotaj amintit mai sus, se aşază un pachet subţire (0,5-1 m) de conglomerate mărunte, cuarţitice, albe, cu matrice limonitică. Elementele constituente sînt predominant alcătuite din cuarţ, pe lîngă care se mai observă fragmente de dolomite şi de şisturi cristaline.

Depozitele cuarţitice descrise mai sus sînt lipsite de urme organice, aşa încît, pentru stabilirea vîrstei, sîntem nevoiţi să facem apel la poziţia lor geometrică şi la compararea cu depozite asemănătoare din alte regiuni. Ne-am oprit asupra vîrstei liasice, din următoarele motive :

(1) în conglomerate sînt remaniate fragmente de dolomite triasice, deci ele sînt mai noi decît acestea ;

(2) peste conglomerate urmează calcarele Doggerului, care, în alte zone unde aflorează depozitele pînzei sub-bucovinice, se aşază transgresiv pe depozite mai vechi, fără a avea în bază conglomerate cuarţitice ;

(3) în valea Putnei (Bucovina) am întîlnit tot deasupra dolomitelor, dar suportînd o serie neagră siltitic-grezoasă probabil liasică (S ă n d u l e s c u, 1969) diferită de cea a Doggerului, aceleaşi conglomerate cuarţitice cu matrice limonitică.

**Pînza transilvană de Hăghimaş**

Pînza transilvană de Hăghimaş este caracterizată de Liasicul dezvoltat în facies de Adneth.

**Răspîndire**

Singurul punct în care se cunoaşte Liasic în facies de Adneth este situat pe marginea sudică a masivului calcaros Piatra Unică. De aici, H e r b i c h (1878) şi V a d a s z (1915) au colectat o bogată faună eoliasică. Noi nu am mai putut găsi, ca şi B ă n c i l ă (1941) de altfel, aflorimentul din care a fost recoltată fauna, probabil acoperit de grohotişuri foarte răspîndite pe versantul sudic al Pietrei Unice. În acest grohotiş, deasupra izvorului din care se alimentează cabana Piatra Unică, am întîlnit totuşi fragmente de şisturi marnoase, roşii, care ar putea proveni din punctul citat.

Institutul Geologic al României

**Orizontare**

a) *Litologie.* Din descrierile lui Herbich şi Vadasz, depozitele liasice în facies de Adneth sînt reprezentate de calcare argiloase în plăci şi şisturi argiloase, de culoare roşie. Grosimea lor nu ar depăşi 5 m (Vadasz). Fragmentele ce le-am găsit în grohotiş de pe versantul sudic al Pietrei Unice se prezintă sub microscop ca un calcar microcristalin, argilos cu numeroase resturi de foraminifere de talie mică, uniseriate şi biseriate (Textulariide).

b) *Vîrstă.* Din calcarele marnoase de la Piatra Unică, Herbich şi Vadasz au determinat o bogată faună ce cuprinde :

*Nautilus sturi* Hau.
*Nautilus semistriatus* Orb.
*Rachophyllites* (*Juraphillites*) *transilvanicus* (Hau.)
*Phylloceras* (*Dasyceras*) *rakoesense* (Herb.)
*Phylloceras* (*Geyeroceras*) *persanense* (Herb.)
*Phylloceras* (*Geyeroceras*) *leptophyllum* (Hau.)
*Phylloceras* (*Geyeroceras*) *cylindricum* (Sow.)
*Phylloceras* (*Geyeroceras*) *bieltzi* (Herb.)
*Arietites* (*Asteroceras*) *stellare* (Sow.)
*Aegoceras* (*Ectocentrites*) *allutae* (Herb.)
*Lytoceras* (*Ectocentrites*) *petersi* (Hau.)
*Arietites* (*Coroniceras*) *rotiforme* (Sow.)
*Arietites* (*Coroniceras*) *bisulcatus* (Brug.)
*Arietites* (*Coroniceras*) *sauzeanus* (Orb.)
*Aegoceras* (*Tragolytoceras*) *adnethicum* (Hau.)
*Schlotheimia* (*Charmosseiceras*) *marmoreum* (Opp.)
*Schlotheimia* (*Charmosseiceras*) *charmassei* (d'Orb.)
*Phylloceras* (*Schistophylloceras*) *aulonotum* (Herb.)
*Phylloceras* (*Calliphylloceras*) *sylvestrae* (Herb.)
*Lytoceras* (*Tragolytoceras*) *altecinctum* (Hau.)

Fauna extrem de bogată este tipică pentru provincia mediteraniană. Este cazul să remarcăm faptul că cele două faciesuri ale Eoliasicului din sinclinalul Hăghimaş (din pînza bucovinică şi transilvană de Hăghimaş) nu se deosebesc numai prin litofaciesul lor şi deci prin condiţiile de sedimentare, ci şi prin biofaciesul ce le caracterizează, care aparţine la două provincii faunistice diferite.

Dintre formele citate se remarcă *Coroniceras rotiforme* şi *Asteroceras stelare* tipice pentru Sinemurian. *C. rotiforme* este considerat chiar

Institutul Geologic al României

fosil de zonă pentru baza Sinemurianului (Mouterde, Tintant, 1964) iar *A. stelare* este plasat în Sinemurianul superior (Lotharingian). În general genurile *Coroniceras* și *Asteroceras* sînt tipice pentru Sinemurian. Deși *Charmassiceras* ca gen începe din Hettangian și *Ch. charmassei* este citat din același etaj, nu credem că în depozitele liasice de tip Adneth de la Piatra Unică este reprezentat și acesta din urmă, ci numai Sinemurianul. De altfel, prezența Arietitidelor în general nu permite coborîrea vîrstei acestor depozite în Hettangian.

## DOGGER

### Istoric

Herbich (1873 a, 1878) și Neumayr (1873) sînt primii care demonstrează prezența depozitelor mediojurasice în munții Hăghimaș. Vadasz (1915) și Jekelius (1922) aduc noi precizări asupra depozitelor Jurasicului mediu.

Atanasiu (1929) se bazează pe faunele descoperite de acești autori pentru a data depozitele mediojurasice. Băncilă (1941) completează lista conținutului faunistic al acestor depozite, iar Pelin (1967) descoperă un nou punct fosilifer în Piatra Luciului din care determină o faună bajociană. În sfîrșit Grasu și Turculeț (1967) au determinat din calcarele negricioase fine de la „Gura Dămucului", considerate de Băncilă et al., (1957) de vîrstă neocomiană, o faună bathoniană.

Toți autorii citați au plasat faunele găsite în aceeași serie stratigrafică, fapt ce a constituit o eroare, așa cum vom vedea în cele ce urmează :

### Pînza bucovinică

#### Răspîndire

Depozitele Jurasicului mediu bucovinic aflorează pe ambele flancuri ale sinclinalului Hăghimaș.

Pe flancul intern formațiunile mediojurasice au cea mai amplă dezvoltare în regiunea Lacul Roșu (Bîtca lui Cioflec, pîrîul Muntele Calului, Licaș, muntele Suhardu Mare, pîrîul și muntele Cupaș). La nord de muntele Cupaș eroziunea pre-barremiană le-a îndepărtat în tot lungul flancului intern. Spre sud, depozitele Doggerului apar sub forma unor petece cu caracter discontinuu la : izvoarele pîrîului Oii, în șaua Ciofronca,

Institutul Geologic al României

între muntele Hăghimaşul Mare şi Piatra Unică, la vest de Piatra Ascuţită şi de vîrful Piatra Crăpată.

Pe flancul extern Doggerul este mult mai puţin dezvoltat, fiind aproape în întregime îndepărtat de eroziune. Cîteva petece mici s-au

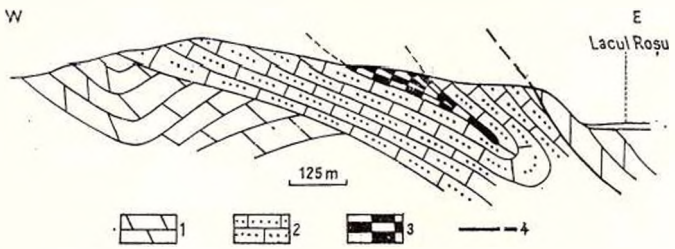



Fig.5. — Secţiune geologică în versantul stînga (vestic) al Lacului Roşu.

1, dolomite (Campilian-Anisian); 2, calcare grezoase (Dogger); 3, radiolarite (Callovian-Oxfordian); 4, falie.

Coupe géologique dans le versant gauche du Lac Rouge.

1, dolomies (Campilien-Anisien); 2, calcaires gréseux (Dogger); 3, radiolarites (Callovien-Oxfordien); 4, faille.

păstrat pe: pîrîul Arşiţa, muntele Arşiţa Almaşului, la nord de pîrîul Strungi, în muntele Bîtca Neagră, pe valea Bicazului, pe versantul nord-estic al muntelui Criminiş şi, cu o dezvoltare ceva mai importantă, în muntele Chicera.

## Orizontare

În succesiunea depozitelor mediojurasice se pot deosebi două complexe. Cel inferior ocupă cea mai mare parte a Doggerului, atît din punct de vedere al intervalului stratigrafic, cît şi ca grosime şi suprafaţă de apariţie: el aparţine Aalenianului, Bajocianului şi Bathonianului, trecînd eventual şi în Callovianul inferior şi cuprinzînd în bază probabil şi Toarcianul. Complexul superior cuprinde Callovianul şi Oxfordianul[18].

*Aalenian ( + Toarcian?) — Bathonian*

Cele mai instructive profile pentru cunoaşterea Aalenian-Bathonianului bucovinic se găsesc în imediata vecinătate a Lacului Roşu (fig.3,5),

[18] Deşi acest din urmă etaj aparţine Malmului, el este intim legat din punct de vedere litologic cu Callovianul şi îl vom descrie la acest capitol.



Institutul Geologic al României

zonă în care aceste depozite ating şi grosimile maxime, ce variază între 21-270 m. În rest, grosimile acestei formaţiuni sînt cuprinse între cîţiva metri şi 60-70 m.

a) *Litologie.* Exceptînd partea terminală, Aalenian-Bathonianul are o alcătuire destul de monotonă. Rocile cele mai răspîndite în acest interval stratigrafic sînt calcare grezoase cenuşii-albăstrui. Ele se prezintă în bancuri de grosimi ce variază între 10 cm şi 50 cm, separate de jointuri siltitice sau de intercalaţii de cîţiva centimetri de marne nisipoase cenuşii. Sînt frecvente, fără să abunde, zone de silicifiere de forme eliptice sau circulare de tipul „chaille". Materialul clastic este reprezentat de fragmente de cuarţ echidimensional, colţuros sau subcolţuros, muscovit, dolomite şi calcare. Cimentul este calcaros de tip bazal. Uneori calcarele grezoase pot deveni mai grosiere spre bază, cînd au un aspect microconglomeratic. Aceste intercalaţii mai grosiere nu au o poziţie precisă în succesiunea depozitelor aalenian-bathoniene, aşa cum au presupus unii cercetători (A t a n a s i u, 1929; B ă n c i l ă, 1941).

Partea terminală a Aalenian-Bathonianului este vizibilă în malul vestic al Lacului Roşu şi în aval de acesta în ambele maluri ale văii Bicazului în staţiunea climaterică. Aici sub jaspurile callovian-oxfordiene se dezvoltă pe o grosime de 30-40 m gresii muscovitice, calcaroase, cenuşii formînd bancuri de 30-50 cm grosime separate de pachete subţiri de marne nisipoase cenuşii-verzui. Marnele pot forma pachete mai groase ce admit intercalaţii subţiri de gresii calcaroase fine. Sînt frecvente fragmentele de plante incarbonizate.

Pe flancul extern, în butoniera dintre pîrîul Muntele Fagului şi pîrîul Valea Mare, Doggerul are o alcătuire asemănătoare cu partea superioară a succesiunii de la Lacul Roşu. Aici predomină marnele nisipoase şi gresiile calcaroase fine. Fragmentele cărbunoase sînt de asemenea abundente. Acest pachet corespunde cu „ orizontul siltitelor brune-negricioase" descris de P a t r u l i u s et al. (1969) şi înglobat la stratele de Lunca. Noi nu ataşăm depozitele siltitice stratelor de Lunca, din motive pe care le vom preciza mai departe.

În general, pachetul marnos de la partea superioară a Aalenian-Bathonianului este foarte asemănător cu faciesul marnelor cu *Posidonia alpina.*

b) *Vîrstă.* Din calcare grezoase situate la vest de Ocem, V a d a s z (1915) citează :

Institutul Geologic al României

*Posidonia opalina*

iar Băncilă (1941) din blocuri de gresii de tip Dogger citează :

*Harpoceras radians* Schl.

Tot Băncilă (1941) citează din mai multe puncte de pe ambele flancuri ale sinclinalului o asociaţie cu :

*Trigonia clavellata* Park.
*Modiola imbricata* Sow.
*Goniomya proboscidea* Ag.
*Belemnites canaliculatus* Schl.
*Belemnites giganteus* Schl.
*Pecten punulo* Lam.
*Pecten aequivalvis* Sow.
*Pecten disciformis* Schl.
*Pecten fibrosus* Sow.
*Rhynchonella quadriplicata* Ziet.
*Rhynchonella loxia* Fisch.

Din „orizontul siltitelor brune-negricioase" de pe pîrîul Görbe, Băncilă (1941) citează :

*Belemnites subhastatus* Qu.

iar Matei et al. (1968)[19] din aceleaşi depozite citează numeroase exemplare de *Bositra buchi* (Gras.).

Foarte recent, Grasu (1969) a recoltat din calcarele grezoase de la Lacul Roşu :

*Oxycerites fallax radiatiformis* Wetzel
*Fabellisphinctes* sp.
*Negatheutis* sp.
*Sphaeroidathyris sphaeroidalis* (Sow.)
*Aulacothyris haueri* Szan.
*Aulacothyris sala* Buckm.
*„Terebratula" balinensis* Szan.
*Cymatorhynchia quadriplicata* (Zieth.)
*Entolium demissum* (Phill.) etc.

Faunele bogate citate de Băncilă şi Grasu demonstrează pe deplin vîrsta mediojurasică a depozitelor de care ne ocupăm. Prezenţa formei *Harpoceras radians* Schl. pune problema prezenţei unei părţi

[19] V. Matei, I. Stănoiu, A. Baltreş, T. Ciobotaru, C. Dinu, L Dinu, T. Brustur, Z. Munteanu, V. Cosma. Prospecţiuni geologice pentru hidrocarburi în zona flişului cretacic şi paleogen dintre valea Trotuşului şi valea Sucevei. 1968. Arh. I. G. P. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

a Liasicului în această stivă. Faptul că fosila a fost găsită numai în blocuri, ne face însă să admitem cu toată rezerva această ipoteză. Rămînem la atribuirea vîrstei Aalenian-Bathonian, cu posibilitatea ca extrema bază a calcarelor grezoase să cuprindă şi o parte din Toarcian.

Remarcăm de asemenea prezenţa formei *Bositra buchi* (G r a s.) în partea superioară a seriei, care — ca o confirmare suplimentară — se şi apropie de faciesul „marnelor cu *Bositra buchi*".

*Callovian-Oxfordian*

Intervalului Callovian-Oxfordian i-am atribuit un pachet de radiolarite roşii şi verzi care se aşază nemijlocit peste depozitele Aalenian-Bathonianului. Ele nu au o dezvoltare areală mare : le-am putut separa în cîteva zone la vest de Lacul Roşu, în muntele Chicera şi în versantul nordic al pîrîului Muntele Fagului. Grosimea acestor depozite variază între 10-30 m.

a) *Litologie.* Radiolaritele roşii şi verzi reprezintă principalul element litologic al Callovian-Oxfordianului. Ele se prezintă în strate de 4-7 cm grosime, au spărtură concoidală, unsuroasă, sînt compacte. Uneori se sfărîmă în fragmente paralelipipedice colţuroase. Între stratele de radiolarite se intercalează adesea argile silicioase şistoase roşii sau verzi, uneori pătate. În secţiuni subţiri am putut observa numeroase resturi de radiolari de tipul *Heliodiscus* (în special), *Rhopalastrum*, *Hagiastrum* şi *Cenosphera*. Aceştia sînt prinşi într-o masă de silice criptocristalină pigmentată cu clorit autigen, uneori cu hematit (pentru radiolaritele roşii feruginoase). Trebuie să subliniem faptul că din punct de vedere petrografic, jaspurile callovian-oxfordiene nu se deosebesc de cele triasice şi nici de cele cretacice. Am putea eventual considera că frecvenţa unor anumite tipuri de radiolari este diferită în cele două nivele de jaspuri : în Triasic predomină tipurile de *Liosphera* şi *Cenosphera* în Jurasic — *Heliodiscus*.

Urmărind gradul de silicifiere al radiolaritelor pe verticală am putut constata că spre bază în acoperişul depozitelor bathoniene, radiolaritele sînt mai bogate în material detritic şi calcit, iar cantitatea de silice este mai mică. În nivelele superioare, gradul de diageneză creşte, silicea este aproape unicul component al radiolaritelor (în afara radiolarilor bine înţeles) şi materialul clastic lipseşte aproape complet. Această situaţie o punem în legătură cu existenţa unei treceri gradate de la condiţiile de sedimentare ale Aalenian-Bathonianului la cele ale seriei jaspice callovian-oxfordiene, trecere exprimată prin persistenţa aportului, evident redus dar existent, de materialul detritic în baza radiolaritelor.

Institutul Geologic al României

b) *Vîrstă.* Lipsa oricărei forme fosile caracteristice ne obligă să discutăm vîrsta radiolaritelor din sinclinalul Hăghimaş numai în raport cu poziţia lor geometrică. Am arătat (p. 47-50) care sînt criteriile pe baza

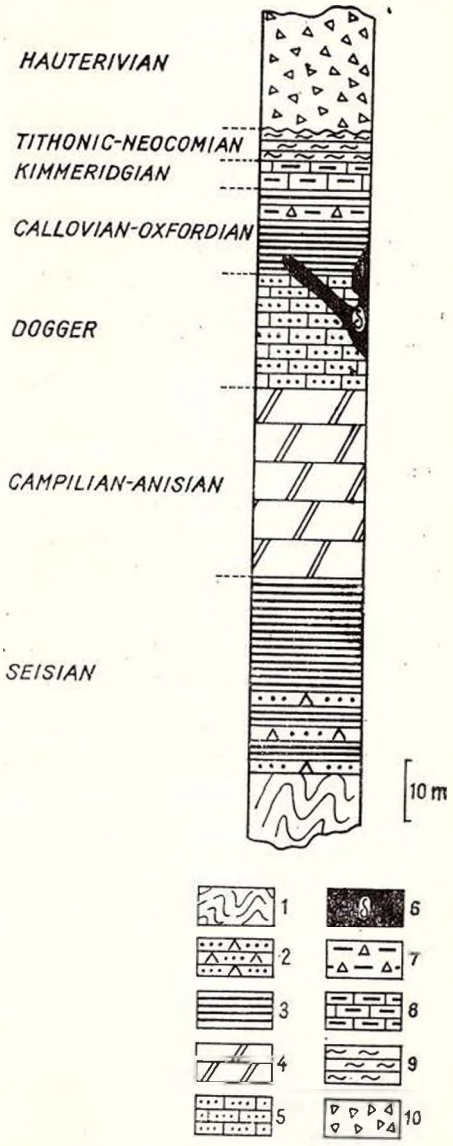



Fig. 6 — Succesiunea stratigrafică a depozitelor mezozoice din muntele Chicera.

1, şisturi cristaline; 2, gresii cuarţitice; 3, jaspuri; 4, dolomite; 5, calcare grezoase; 6, roci eruptive bazice; 7, brecii; 8, calcare marnoase roşii cu *Saccocoma*; 9, marne calcaroase cu tintinide (strate de Lunca); 10, conglomerate de Chicera.

Succession stratigraphique des dépôts mésozoïques du Mont Chicera.

1, schistes cristalins; 2, grès quartzitiques; 3, jaspes; 4, dolomies; 5, calcaires gréseux; 6, roches eruptives basiques; 7, brèches; 8, calcaires marneux rouges à *Saccocoma*; 9, marnes calcaires à tintinides (couches de Lunca); 10, conglomérats de Chicera.

cărora am separat o serie radiolaritică triasică. Din cele de mai sus, este evident că există şi radiolarite mai noi, superioare depozitelor bathoniene. Aceste radiolarite se aşază nemijlocit peste depozitele mediojurasice,

Institutul Geologic al României

deosebindu-se prin aceasta de cele cretacice, care au în bază un pachet grezos brecios („breciile infrajaspice" — vezi p. 100) sau se asociază cu depozitele formațiunii de Wildflysch. Suportate de formațiuni bathoniene și suportînd (în dealul Muntele Fagului) strate de Lunca (malm-neocomiene), radiolaritelor jurasice le revine în mod logic vîrsta Callovian-Oxfordian. De altfel, în tot spațiul carpatic acest interval stratigrafic este marcat de depozite silicioase, de grosime mică. Ne este imposibil de precizat dacă avem de-a face cu întreg Callovianul sau Oxfordianul. Raportîndu-ne la alte regiuni (Bucegi), am fi tentați să legăm Callovianul inferior de Bathonian (P a t r u l i u s et al., 1962) și să încadrăm radiolaritele în Callovian superior-Oxfordian. Este un detaliu pe care putem doar să-l amintim fără a avea vreun argument din regiunea cercetată de noi care să ne îndreptățească să susținem ferm acest lucru.

### Pînza sub-bucovinică

a) *Litologie.* Depozitele atribuite Doggerului sub-bucovinic sînt reprezentate de calcare cenușii-negricioase, fine, compacte, dure. Sînt lipsite în general de stratificație în jumătatea inferioară, unde pot avea pe alocuri un aspect nodular. Partea superioară are o stratificație mai evidentă, calcarele desprinzîndu-se în plăci de 2-5 cm.

În secțiuni subțiri se observă că sînt formate dintr-o masă criptosau microcristalină (tip pelmicrit) foarte omogenă. Fracțiunea detritică este foarte scăzută, fiind reprezentată de muscovit și cuarț.

La „Gura Dămucului" calcarele mediojurasice sînt suportate de gresiile conglomeratice cuarțifere limonitice pe care le atribuim Liasicului (fig. 7).

b) *Vîrstă.* Din calcarele de la „Gura Dămucului" G r a s u și T u r c u l e ț (1967) au determinat o faună bajociană cu:

*Bositra buchi* (R o e m.)
*Modiola* cf. *borrisiaki* R o e m.
*Entolium demissum* (P h i l l.)
*Astarte integra* M ü n s t.
*Rhynchonella* cf. *concina* S o w.
*Zeilleria globata* (S o w.)
*Zeilleria fleischeri* (O p p.)
*Zeilleria cortonensis* (B u c h.)
*Parkinsonia* cf. *parkinsoni* (S o w.)
*Hibolites semihastatus* (B l a i n v.)

Institutul Geologic al României

Din calarele în plăci de la partea superioară a succesiunii jurasice de la „Gura Dămucului" am putut determina în secţiuni subţiri

*Trocholina* ex. gr. *alpina* L e u p.

*Trocholina* ex. gr. *elliptica* (L e u p.)

ceea ce ne face să credem că seria calcarelor cenuşii-negricioase urcă pînă

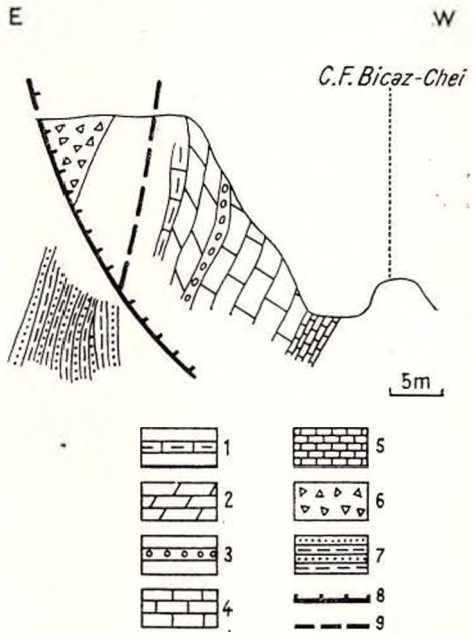



Fig.7. — Secţiune geologică în malul drept al văii Bicazului la „Gura Dămucului". 1, şisturi de Campil; 2, dolomite (Anisian); 3, conglomerate cuarţitice (Liasic inferior); 4, calcare fine noduloase (Dogger); 5, calcare în plăci (Tithon?); 6, brecii (Neocomian); 7, strate de Sinaia; 8, pînză; 9, falie de încălecare.

Coupe géologique le long de la rive gauche de la vallée du Bicaz à „Gura Dămucului". 1, schistes de Campil; 2, dolomies (Anisien); 3, conglomérats quartzitiques (Lias inférieur); 4, calcaires fins noduleux (Dogger); 5, calcaires lités (Tithonique); 6, brèches (Néocomien); 7, couches de Sinaia; 8, nappe; 9, faille de chevauchement.

în Bathonian, eventual în Jurasicul superior. În acest din urmă caz, diferenţierea facială între pînza bucovinică şi sub-bucovinică este şi mai evidentă.

### Pînza transilvană de Hăghimaş

Existenţa depozitelor mediojurasice alohtone a constituit mult timp pentru noi o problemă greu de rezolvat. Depozite cu faună medio-jurasică fuseseră găsite numai în seriile bucovinică şi sub-bucovinică. Singurul punct fosilifer a cărui poziţie era greu de determinat era cel citat de H e r b i c h, N e u m a y r şi J e k e l i u s de la Lacul Roşu în calcare oolitice feruginoase. Aceste depozite nu au mai fost găsite în loc de nici unul din cercetătorii care au urmat. Şi noi, ca şi ceilalţi, am considerat că ele se intercalează în partea superioară a seriei bucovinice (S ă n d u l e s c u — în I a n o v i c i et al., 1968; S ă n d u l e s c u, 1969). Din descrierile lui H e r b i c h, rezultă că fauna bathoniană de la Lacul Roşu a fost

Institutul Geologic al României

găsită în blocuri şi nu în loc. În ultimul timp, cercetînd pornitura care a barat valea Bicazului, formînd Lacul Roşu, am reuşit să găsim cîteva blocuri din aceste calcare oolitice feruginoase care se apropie cel mai mult de descrierea dată de Herbich, Neumyr şi Jekelius. Ele sînt amestecate cu fragmente provenind din formaţiunea de Wildflysch. Blocuri asemănătoare am întîlnit şi pe poteca ce urcă din staţiunea turistică spre peretele vestic al muntelui Ghilcoş în apropierea zonei de dezvoltare a formaţiunii de Wildflysch.

Din cele de mai sus conchidem că în formaţiunea de Wildflysch de pe versantul vestic al muntelui Ghilcoş se găsesc vestigiile Doggerului alohton aparţinînd pînzelor transilvane. El este reprezentat de calcarele oolitice feruginoase din care provine fauna bathoniană citată la Lacul Roşu. Aceasta cuprinde :

*Terebratula sphaeroidalis* Sow.
*Terebratula dorsoplicata* Suess.
*Rhynchonella spinosa* Sch.
*Rhynchonella quadriplicata* Ziet.
*Limatula gibbosa* (Münst.)
*Trigonia clavellata* Park.
*Pholadomya crassa* Aq.
*Pholadomya ovulum* Aq.
*Phylloceras* cfr. *flabellatum* Neum.
*Phylloceras demidoffi* Rouss.
*Phylloceras kudernatschi* Hau.
*Phylloceras subobtusum* Kud.
*Phylloceras mediteraneum* Neum.
*Oppelia fusca* Quenst.
*Parkinsonia parkinsoni* Sow.
*Stephanoceras rectelobatum* Hau.
*Pleurotomaria granulata* Sow.
*Perisphinctes aurigerus* Opp.

Din punct de vedere biofacial, fauna este evident diferită de celelalte faune mediojurasice din sinclinalul Hăghimaş (din pînzele bucovinică şi sub-bucovinică), remarcîndu-se prin bogăţia amonoideelor.

Precizările făcute cu privire la Doggerul transilvan lămuresc, într-o lumină nouă, repartiţia biofaciesurilor mediojurasice din unităţile suprapuse ale zonei cristalino-mezozoice, în sensul că se observă o suprapunere în repartiţia acestora în raport cu cele ale Liasicului şi Triasicului.

Institutul Geologic al României

## MALM-NEOCOMIAN

### Istoric

Depozitele Malmului au fost printre primele identificate în sinclinalul Hăghimaş. Toţi autorii au recunoscut calcarele masive albe şi roşii aparţinînd Neojurasicului. H a u e r (1859 a) aduce primele argumente paleontologice despre existenţa Jurasicului superior. H e r b i c h (1866, 1873 a, 1878) şi N e u m a y r (1873) sînt cei care precizează stratigrafia Malmului prin descoperirea şi studiul monografic al faunei kimmeridgiene cu *Aspidoceras acanthicum*. A t a n a s i u (fide B ă n c i l ă, 1941) şi mai apoi P r e d a şi P e l i n (1965) au prezentat şi o orizontare de detaliu a depozitelor kimmeridgiene de la Lacul Roşu distingînd trei orizonturi. Recent s-a arătat (S ă n d u l e s c u, 1969) că există foarte probabil o lacună între aceste depozite şi calcarele tithonice din acoperişul lor.

H e r b i c h (1878) şi apoi şi alţi autori (V a d a s z, 1915; U h l i g, 1903; B ă n c i l ă, 1941; P r e d a şi P e l i n 1962, 1964) au arătat, cu argumente paleontologice, că în calcarele masive din sinclinalul Hăghimaş, pe lîngă Tithonic, este cuprins şi Cretacicul inferior. A t a n a s i u (1934—în B ă n c i l ă, 1958) separă în schimb deasupra calcarelor tithonice din Hăghimaşul Negru, un Cretacic inferior cu calcare marnoase, fapt care ne îndreptăţeşte să credem că el atribuie întreaga masă de calcare Jurasicului superior. Acelaşi autor a extins, de asemenea cartografic, mult depozitele kimmeridgiene înglobînd la acestea o mare parte a calcarelor roşcate de vîrstă tithonică.

Problema existenţei sau lipsei unei lacune între Tithonic şi Cretacic a fost şi ea abordată de diferiţi cercetători. B ă n c i l ă (1941) ca şi H e r b i c h (1878) şi V a d a s z (1914) admit continuitatea de la Tithonic la Cretacic. P r e d a şi P e l i n (1962, 1964) adoptă o atitudine ezitantă. Recent a fost dovedită continuitatea Tithonic-Neocomian (D r a g a s t a n, 1968; S ă n d u l e s c u 1968, 1969). Este însă subliniată (S ă n d u l e s c u, 1969) existenţa unei discontinuităţi la baza Urgonianului, cuprins şi acesta în masa calcarelor masive.

Faciesul pelagic al Malm-Neocomianului a fost semnalat pentru prima oară de H e r b i c h (1878) care separă în baza formaţiunii cretacic-inferioare, marne cu *Aptychus*, neocomiene. U h l i g (1907) atribuind stratele cu *Aptychus* Tithonic-Neocomianului, le ataşează seriei sedimentare a pînzei bucovinice. B ă n c i l ă (1941) separă „strate cu *Apytchus*" la baza stratelor de Sinaia, pe „aripa externă" a sinclinalului Hăghimaş, plasîndu-le din punct de vedere stratigrafic în baza Cretacicului. Autorul admite însă şi trecerea lor în Jurasicul superior. Mai tîrziu B ă n c i l ă

Institutul Geologic al României

(1958) denumește această serie strate de Pojorîta-Lunca. Denumirea, simplificată, de strate de Lunca a fost întrebuințată și de alți autori (P a t r u l i u s et al., 1965, 1969; M. S ă n d u l e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u, 1965; M. S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969) dar în sensuri diferite, întrucît P a t r u l i u s și colaboratorii săi lărgesc noțiunea, înglobînd la stratele de Lunca depozitele „orizontului siltitic-marnos, ca gresii cărbunoase" lărgire nejustificată atît din punct de vedere al respectării definiției inițiale cît și din punct de vedere al neomogenității alcătuirii petrografice. Aceeași eroare a fost făcută și de T u r c u l e ț și G r a s u (1964, 1968, 1969) care au descris la „stratele cu *Aptychus*" și „orizontul siltitic". Majoritatea autorilor menționați au considerat că stratele de Lunca suportă normal stratele de Sinaia din zona flișului. Noi am arătat (M. S ă n d u l e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u, 1965; M. S ă n d u l e s c u, 1967, 1968) că stratele de Lunca aparțin altei unități tectonice decît stratele de Sinaia, cele două entități litostratigrafice fiind în ansamblu două faciesuri sincrone. Această idee a fost admisă în ultimul timp și de P a t r u l i u s și colaboratorii acestuia (P a t r u l i u s et al., 1969) care emit și ipoteza că o parte din calcarele marnoase tipice litofaciesului „stratelor cu *Aptychus*" sînt olistolite înglobate în stratele de Lunca.

## Pînza bucovinică

### Răspîndire

Depozitele Malmului și Neocomianului bucovinic au, în regiunea cercetată de noi, o dezvoltare discontinuă și asimetrică. Ele se întîlnesc numai pe flancul estic al sinclinalului Hăghimaș și sînt reprezentate de stratele de Lunca ce au o dezvoltare marcată în regiunea izvoarelor Dămucului unde formează o zonă practic continuă la sud de terminația meridională a „crestei" Dămucului, îmbrăcînd periclinal șisturile cristaline și depozitele triasice și jurasice medii de pe aceasta. La nord de pîrîul Gușa stratele de Lunca nu se mai întîlnesc nici la exteriorul, nici la interiorul ariei șisturilor cristaline pînă în regiunea de confluență a Dămucului cu Bicazul unde, în malul stîng al văii Dămuc în dreptul localității Ivănuș, un pachet de strate de Lunca este prins în fruntea pînzei bucovinice, sub șisturile cristaline. De aici spre nord ele se mai întîlnesc în muntele Chicera unde suportă conglomerate de Chicera.

Tot în muntele Chicera se găsesc și depozite kimmeridgiene, de fapt singurele depozite din seria bucovinică pentru care această vîrstă este oarecum certă (pl. V, fig. 6).

Institutul Geologic al României

## Orizontare

*Kimmeridgian*

Pe versantul nord-vestic al muntelui Chicera pe poteca ce leagă muntele Hăghieşu cu Bîtca Rotundă, aparent imediat deasupra depozitelor mediojurastice, aflorează calcare fin grezoase, roşii, în bancuri de 3-5 cm, cu suprafeţe de stratificaţie neregulate. Grosimea lor este greu de apreciat cu exactitate întrucît nu este deschisă nici limita lor superioară nici cea inferioară; cu aproximaţie ele nu depăşesc 10 m. Calcarelor roşii li se asociază brecii cu matricea formată din acelaşi material roşu nisipos, în care se găsesc dispuse neregulat fragmente colţuroase de dolomite, jaspuri şi roci bazice.

Vîrsta kimmeridgiană a calcarelor roşii nisipoase semnalate încă mai de mult (Săndulescu — în Patrulius et al., 1969)[20] a fost dedusă pe baza studiului microscopic. În secţiuni subţiri am recunoscut numeroase exemplare de *Saccocoma* de talie mare, de tip kimmeridgian. Turculeţ şi Grasu (1969) au confirmat recent vîrsta kimmeridgiană a acestor roci prin descoperirea în blocuri de calcare roşii găsite în valea Chicera a unei faune de ammoniţi şi anume:

*Aspidoceras acanthicum* (Opp.)
*Physodoceras altenense* (d'Orb.)
*Sowerbyceras* cf. *loryi* (Mun. — Chalm.)
*Fontanesiella* cf. *valentinum* (Font.)
*Taramalliceras* cf. *trachynotum* (Opp.)
*Taramalliceras* cf. *holbeini* (Opp.)
*Streblites frotho* (Opp.)
*Perisphinctes* sp., *Lytoceras* sp., etc.

Nu sîntem de acord cu cercetătorii menţionaţi care includ aceste depozite la „stratele cu *Aptychus*" (=pro parte strate de Lunca). Asocierea breciilor cu matrice roşie şi microfaciesul acestor depozite le deosebesc net de stratele de Lunca, care de altfel în muntele Chicera se aşază transgresiv atît deasupra depozitelor kimmeridgiene cît şi a calcarelor grezoase ale Doggerului sau a jaspurilor de deasupra acestora.

Prezenţa fragmentelor de jaspuri din breciile kimmeridgiene întăreşte atribuirea primelor în muntele Chicera, nivelului Cal lovian-Oxfordian (fig. 6).

[20] *Op. cit.* pct. 7.

Institutul Geologic al României

*Tithonic-Valanginian (strate de Lunca)*

Depozitele pe care le atribuim Malm-Neocomianului bucovinic şi pe care le descriem sub denumirea de strate de Lunca sînt cuprinse între radiolaritele callovian-oxfordiene, orizontul „siltitic-marnos" (Bathonian) sau depozitele kimmeridgiene în pat şi formaţiunea de Wildflysch în acoperiş. Aceste repere le cunoaştem în regiunea studiată de noi. Mai la sud, în bazinul Trotuşului, între stratele de Lunca şi formaţiunea de Wildflysch se interpune un orizont separat sub denumirea de „fliş grezos-calcaros şi calcarenitic" (P a t r u l i u s et al., 1969) pe care îl excludem din definiţia stratelor de Lunca (pl. V).

a) *Litologie.* La alcătuirea stratelor de Lunca iau parte următoarele tipuri de roci:

calcare marnoase, cu aspect litografic, de culoare verzuie sau roşii-vişinii, în bancuri de 3-10 cm grosime, rareori mai groase; ele sînt de tipul pelmicritelor, bogate în radiolari şi tintinide. Uneori calcarele marnoase roşii-vişinii devin slab nisipoase în care caz se îmbogăţesc evident în clorit;

marnocalcare cenuşii, şistoase sau cu desprindere în plăci subţiri de cîţiva centimetri grosime, casante; formează pachete de grosimi variabile între 2-5 cm pînă la 25-30 cm;

marne cenuşii, verzui sau roşii-vişinii, compacte, cu desprindere în plăci sau sfărîmicioase cu spărtură prismatică; aceste marne pot deveni foarte şistoase (tip „calcşisturi") sau din contră slab nisipoase cînd au un aspect mai masiv. Marnele roşii-vişinii sînt totdeauna asociate calcarelor marnoase de aceeaşi culoare;

gresii calcaroase, cenuşii sau negricioase, fine, sînt granoclasate uneori slab curbicorticale la partea superioară; se prezintă în strate subţiri de 1-3 cm, au hieroglife de dimensiuni mici şi nu prea dese şi sînt subordonate ca frecvenţă rocilor pelitice;

brecii cu ciment calcaros (tip calcarenite), cu elemente de dolomite, şisturi cloritoase şi jaspuri, rareori cu calcare; se prezintă în strate de 5-15 cm grosime;

silicolite cenuşii şi verzui, bogate în radiolari (radiolarite), ce prezintă şi un conţinut ridicat de clorit.

Dintre rocile enumerate mai sus cele mai răspîndite în stratele de Lunca sînt marnocalcarele şi marnele cenuşii. Ele alternează des formînd fondul litologic al acestei serii. La intervale mai mult sau mai puţin regulate se intercalează calcarele marnoase litografice verzui, care rareori formează pachete groase. Calcarele marnoase roşii-vişinii şi marnele de aceeaşi cu-

Institutul Geologic al României

loare formează cîteva intercalaţii de mai mulţi metri grosime. Noi le-am întîlnit în cîteva locuri numai, pe pîrîul Valea Mare, pe pîrîul Lupului şi pe pîrîul Brateş, intercalate la nivele stratigrafice diferite (pl. V). Aceste pachete au fost separate ca „strate cu *Aptychus s.str.*" de P a t r u l i u s et al. (1969). Este greu să precizăm căror nivele separate de aceşti autori le corespund pachetele întîlnite de noi. Considerînd că „flişul calcaros -grezos şi calcarenitic" din acoperişul stratelor de Lunca care conţine nivelul superior de strate cu *Aptychus s.str.* nu apare în regiunea cercetată, am p u t e a atribui pachetul ce aflorează pe pîrîul Brateş nivelului mediu, el plasîndu-se la partea superioară a stratelor de Lunca, echivalente în accepţiunea noastră cu ceea ce P a t r u l i u s separă sub denumirea de „flişul calcaros". Vom reveni asupra acestei probleme cu ocazia discutării vîrstei stratelor de Lunca.

Gresiile calcaroase se asociază inegal rocilor pelitice. Ele se intercalează totdeauna în baza secvenţelor formate de marnocalcare şi marne. În porţiunea superioară a stratelor de Lunca, în special în zona cuprinsă între pîrîul Pavaş şi culmea Muntele Fagului, intercalaţiile de gresii au un caracter ritmic mai pronunţat, fapt care imprimă acestei părţi a seriei un caracter flişoid, apropiat de tipul flişurilor calcaroase. Secvenţele pot fi în acest caz binare — formate din gresii şi marne sau marnocalcare — sau ternare — formate din toate trei componentele ce se succed deobicei în ordinea : gresii-marne-marnocalcare. Nu am observat niciodată gresiile asociate cu calcarele marnoase roşii-vişinii.

Breciile calcaroase se intercalează sporadic în stratele de Lunca. Noi le-am întîlnit pe pîrîul Brateş, pîrîul Pavaş, pîrîul Guşa şi în valea Dămucului la Ivănuş. Radiolarite nu am întîlnit decît într-un singur loc, la partea superioară a stratelor de Lunca pe culmea Fagului (pl. V). Ele sînt citate şi la sud de regiunea cercetată de noi aproximativ la acelaşi nivel stratigrafic (P a t r u l i u s et al., 1969).

Abundenţa radiolarilor şi a tintinidelor în rocile pelitice care alcătuiesc stratele de Lunca ne îndreptăţesc să considerăm această serie ca provenind dintr-un sediment de tipul mîlurilor cu radiolari, în timpul sedimentării căruia au intervenit la anumite intervale mai mult sau mai puţin regulate aporturi de material detritic fin (gresiile calcaroase) şi rareori grosier (breciile). Deşi pachetele în care aportul detritic este ceva mai abundent au un caracter flişoid, nu putem încadra, avînd în vedere aspectul lor general, stratele de Lunca la formaţiunea de fliş. De altfel aceste strate au fost încadrate la prefliş (C o n t e s c u, 1967). În acest sens merită să atragem atenţia asupra faptului că în zona lor de sedimentare (pînza bucovinică) ele nu sînt urmate de o formaţiune de fliş ci de formaţiunea

Institutul Geologic al României

de Wildflysch. În schimb flişul tipic se dezvoltă în altă zonă situată mult mai spre est. Privit din acest punct de vedere încadrarea stratelor de Lunca la prefliş îşi pierde sensul întrucît ele nu preced flişul ci sînt în bună parte sincrone cu el. Nu este cazul să considerăm această situaţie o regulă; voim doar să relevăm faptul că încadrarea cu orice preţ a anumitor formaţiuni într-o schemă oarecare este mai mult decît convenţională şi se pretează la concluzii neîntemeiate pe fapte reale.

b) *Vîrstă.* În cercetările noastre ne-am preocupat cu precădere de analiza conţinutului micropaleontologic al stratelor de Lunca, în special datorită faptului că resturile macrofosile au fost recent studiate în detaliu de Turculeţ şi Grasu (1965, 1968) şi de Patrulius et al. (1969). Pe baza studiului în secţiuni subţiri am putut stabili următoarele asociaţii caracteristice de tintinide (pentru fiecare asociaţie este marcat locul unde aceasta este cea mai completă).

| | |
|---|---|
| 1. Muntele Chicera | |
| *Crassicolaria massutiniana* (Col.) (f. frecvent)<br>*Crassicolaria intermedia* (Dur. Delg.)<br>*Crassicolaria brevis* Rem.<br>*Calpionella alpina* Lor. | Tithonic superior (partea inferioară) |
| 2. Valea Dămuc (Ivănuş) | |
| *Crassicolaria massutiniana* (Col.) (frecvent)<br>*Crassicolaria brevis* Rem.<br>*Calpionella alpina* Lor.<br>*Calpionella eliptica* Cad. | Tithonic superior (partea superioară) |
| 3. Valea Dămuc (Ivănuş) şi Muntele Fagului | |
| *Crassicolaria parvula* Rem.<br>*Calpionella alpina* Lor. (frecvent)<br>*Calpionella elliptica* Cad. (frecvent)<br>*Tintiniopsella longa* (Col.).<br>*Tintinopsella carpatica* (Murg. et Fil.) | Berriasian inferior |
| 4. Valea Dămuc (Huisurez) | |
| *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.)<br>*Tintinopsella longa* (Col.) | Berriasian |
| 5. Pîrîul Valea Mare, pîrîul Lupului, muntele Chicera | |
| *Calpionellites darderi* (Col.)<br>*Calpionellopsis oblonga* (Cad.)<br>*Calpionellopsis simplex* Col.<br>*Calpionella alpina* Lor. | Berriasian superior-Valanginian |

Institutul Geologic al României

Din analiza tabelului de mai sus se desprinde faptul că pe baza tintinidelor se poate afirma că stratele de Lunca se întind pe intervalul Titonic (superior) — Valanginian (cel puţin partea lui inferioară). Referindune la lucrările lui Turculeţ şi Grasu (1965, 1968) care stabilesc vîrsta stratelor de Lunca pe baza conţinutului în aptychi remarcăm de la început faptul că limita inferioară a acestor strate este coborîtă în Kimmeridgian.

Pentru a discuta acest fapt este necesar să reamintim că autorii citaţi au separat în orizontul superior al „stratelor cu *Aptychus*", care corespunde cu ceea ce denumim noi strate de Lunca, două suborizonturi: bazal-marnos şi superior marnocalcaro-grezos. Fauna de aptychi a suborizontului bazal determinată de aceşti autori este următoarea:

*Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *latoblicus* Trauth
*Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *longoblicus* Trauth
*Laevaptychus* (*Latuslaevaptychus*) *latissimus* Trauth var. *pseudoseripora* Turc. et Grasu
*Laevaptychus* (*Latuslaevaptychus*) *latus* (Park) var. *taxopora* Trauth
*Lamellaptychus* gr. *A. beyrichi* (Opp.) em. Trauth
*Lamellaptychus* gr. *A. rectecostatus* (Pct.) em. Trauth
*Lamellaptychus* gr. *A. beyrichi* (Opp.) em. Trauth
*Lamellaptychus* gr. *B. gillieroni* Trauth
*Punctaptychus* gr. *A. punctatus* (Voltz)

Din suborizontul superior Turculeţ şi Grasu (1968) au determinat:

*Lamellaptychus* gr. *A. mortilleti* (Pict. et Lor.) f. typ Trauth (partim) cf. *studieri* (Oaster) em. Trauth
*Lamellaptychus* gr. *B*: *mortilleti* (Pict. et Lor.) *mortilleti* (Pict. et Lor.) var. *retroflexa* Trauth *submortilleti* Trauth, *submortilleti* Trauth var. *retroflexa* Trauth *Lamellaptychus* gr. *C*: *aplanatus* (Gill) *theodosia* (Desh.) *theodosia* (Desh.) var. *pectangulus* Trauth

Din analiza repartiţiei formelor de *Aptychus* în regiunea cercetată de noi constatăm că vîrsta kimmeridgiană a suborizontului inferior poate fi susţinut numai pe baza formelor: *Lamellaptychus gillieroni* găsit pe pîrîul Muntele Fagului şi a formelor de *Laevaptychus* (*latus*, *latissimus*, *longoblicus şi latoblicus*) colectate de pe pîrîul Brateş (acestea din urmă urcă şi în Tithonicul inferior). Toate celelalte specii urcă şi în Tithonic

Institutul Geologic al României

și cu excepția lui *Punctaptychus punctatus* și în Berriasian. Din baza stratelor de Lunca de pe pîrîul Muntele Fagului nu am găsit o microfaună caracteristică, în schimb pe pîrîul Brateș în chiar axul anticlinalului descris de stratele de Lunca și în imediata apropiere a acestuia, pe flancuri, am identificat în secțiuni subțiri o asociație berriasiană cu : *Calpionella elliptica*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex* și *Tintinopsella carpatica*. O neconcordanță similară am constatat și pe pîrîul Valea Mare unde în partea bazală a stratelor de Lunca am determinat o asociație berriasian superioară-valanginiană cu : *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella alpina* și *Remaniella*, dintr-un pachet din care Turculeț și Grasu citează *Punctaptychus punctatus*.

Trebuie amintit că de aceeași problemă s-au preocupat și Patrulius, Popa și Popescu (1969) în studiul făcut în partea sudică a sinclinalului Hăghimaș. Acești autori au emis ipoteza că pachetele calcaroase de tip „strate cu *Aptychus*" *str. s.* ar putea avea o poziție alohtonă (olistolite) în raport cu stratele de Lunca. Această ipoteză are dezavantajul că necesită imaginarea unei zone de sedimentare suplimentară, față de cele cunoscute pînă acum, în care să se fi depus numai „strate cu *Aptychus* (întrucît nu se cunosc olistolite și de altă natură în stratele de Lunca) zonă ce își găsește deocamdată cu greu un loc în cadrul paleogeografic al zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Față de elementele pe care ni le oferă regiunea studiată noi întrevedem două soluții pentru explicarea contradicțiilor semnalate mai sus. Pentru situația constatată în pîrîul Brateș putem să admitem că pachetul din care au fost colectați *Laevaptychi* are o poziție ușor diapiră față de seria ce formează flancurile anticlinalului (cu asociația de tintinide berriasiene). În schimb pe pîrîul Valea Mare sîntem ogbligați să facem apel la un fenomen de resedimentare a aptychilor întrucît aici în chiar baza stratelor de Lunca tintinidele arată o vîrstă mai nouă decît aceștia. De altfel această soluție poate fi aplicată și pentru formațiunile din pîrîul Brateșului.

Avînd în vedere cosiderațiile făcute mai sus credem că sîntem îndreptățiți să acordăm stratelor de Lunca vîrsta tithonic-valanginiană, fără a putea preciza cît de sus în Valanginian urcă limita lor superioară. Excluderea Kimmeridgianului din cuprinsul stratelor de Lunca este sprijinită și de faptul că în muntele Chicera acesta le suportă transgresiv (fig. 6), iar nivelele de bază ale lor conțin asociația tithonică cea mai veche determinată de noi (asociația 1). Este cazul să remarcăm că asociația de aptychi determinată de Turculeț și Grasu din stratele de Lunca din muntele Chicera este în perfectă concordanță cu concluzia de mai sus, nici una

Institutul Geologic al României

din formele citate de ei nefiind exclusiv kimmeridgiană, toate urcînd pînă în Tithonic.

*Hauterivian* (?) (*Conglomerate de Chicera*)

În muntele Chicera, deasupra stratelor de Lunca, dar aşezîndu-se transgresiv şi pe termeni mai vechi, pînă la dolomitele mediotriasice, se dezvoltă o stivă destul de groasă (160 m) de conglomerate pe care le-am separat sub denumirea de conglomerate de Chicera (fig. 6). Dezvoltarea lor pe suprafaţa restrînsă îngreuiază mult determinarea vîrstei.

La constituţia conglomeratelor de Chicera iau parte aproape exclusiv dolomite şi şisturi cristaline. Se mai întîlnesc rareori blocuri de calcare marnoase şi marnocalcaroase din stratele de Lunca. Elementele sînt colţuroase sau semicolţuroase, dînd conglomeratelor un pronunţat caracter brecios. Pe versantul vestic al muntelui Chicera se individualizează chiar o klippă sedimentară formată din şisturi cristaline înglobate în conglomerate. Dimensiunile ei sînt aproximativ de ordinul 100 m lungime şi 25-30 m grosime.

Vîrsta conglomeratelor de Chicera o putem deduce numai indirect. Ele sînt suportate de stratele de Lunca, la partea superioară a cărora, chiar în muntele Chicera am identificat asociaţia cea mai tînără de tintinide (asociaţia 5) de vîrstă Berriasian superior-Valanginian. Deşi nu vin în contact direct este foarte probabil ca formaţiunea de Wildflysch să fie mai nouă decît conglomeratele, întrucît în imediata vecinătate a muntelui Chicera Wildflyschul este net transgresiv pe o suprafaţă puternic afectată de eroziunea care a determinat şi conturul actual al conglomeratelor. De altfel caracterele petrografice ale acestora din urmă sînt net diferite de breciile şi conglomeratele asociate formaţiunii de Wildflysch în care practic dolomitele lipsesc.

Ţinînd seama de considerentele enumerate mai sus credem că putem atribui cu oarecare certitudine vîrsta hauteriviană conglomeratelor de Chicera. În această ipoteză ele ar reprezenta spre nord echivalentul grosier al „flişului calcaros-grezos şi calcarenitic" în care P a t r u l i u s et al., (1969) citează *Lamellaptychus angulocostatus* şi în care breciile şi calcarenitele grosiere sînt de asemenea bogate în fragmente de dolomit şi şisturi cristaline. Admiţînd această paralelizare trebuie să admitem şi o variaţie longitudinală de facies în lungul flancului extern al sinclinalului Hăghimaş, variaţie de facies a căror termeni intermediari au fost îndepărtaţi de eroziunea ante-barremiană. Încercînd o paralelizare la distanţă şi mai mare, sîntem foarte înclinaţi să credem că conglomeratele de Chicera



Institutul Geologic al României

reprezintă echivalentul conglomeratelor de Muncelu din sinclinalul Rarău deşi acestora din urmă T u r c u l e ţ (1968) le acordă vîrsta Valanginian. Contradicţia nu este de neînlăturat întrucît putem admite că baza conglomeratelor de Chicera coboară pînă în Valanginianul superior şi că la partea superioară a conglomeratelor de Muncelu este cuprins şi Hauterivianul.

**Pînza sub-bucovinică**

Depozite aparţinînd pînzei sub-bucovinice mai noi decît calcarele mediojurasice am putut separa în cele două petece de rabotaj de la Gura Dămucului (fig. 7) şi din partea sudică a muntelui Bîtca Rotundă. Ele sînt reprezentate de un pachet gros de 30-50 m de brecii cu ciment grezo-calcaros a căror elemente constituente sînt reprezentate de cuarţ, şisturi cloritoase şi dolomite. Abundenţa fragmentelor de cuarţ caracterizează aceste brecii. Cimentul este adesea pigmentat cu granule mici de limonit. În petecul de la Gura Dămucului în aceste brecii se individualizează un pachet de şisturi nisipoase cenuşii în care se intercalează un banc de marnocalcare cenuşii din care am putut determina, în secţiuni subţiri, următoarea asociaţie de tintinide :

*Calpionellopsis oblonga* (C a d.)
*Calpionellopsis simplex* (C o l.)
*Calpionellites darderi* (C o l.)
*Calpionella alpina* L o r.
*Tintinopsella carpatica* (M u r g. et F i l.)

Ea atestă vîrsta Berriasian superior-Valanginian a acestui pachet, care după cum se poate evident deduce este sincron cu cel puţin o parte a stratelor de Lunca din pînza bucovinică. Prezenţa unor intercalaţii similare de brecii (subţiri) în stratele de Lunca vin să întărească această paralelizare. Nu avem nici un motiv să credem că breciile din pînza sub-bucovinică sînt mai vechi decît Neocomianul, avînd în vedere asociaţia de tintinide descrise mai sus, problema prezenţei Tithonicului şi în general a Malmului în această serie rămîne încă neclară. Două posibilităţi sînt de reţinut : (1) Malmul sau cel puţin o parte (inferioară) a lui este cuprinsă într-un pachet de aproximativ 1,5 m grosime din partea terminală a calcarelor mediojurasice de la Gura Dămucului care au un aspect diferit de acestea — sînt calcare negricioase în plăci, fin siltitice, sau (2) în extrema bază a breciilor neocomiene este cuprins şi o parte, cel puţin, din Tithonic. Sîntem mai degrabă înclinaţi să credem că prima ipoteză este mai aproape de adevăr întrucît nu am găsit intercalate brecii de acest tip în partea inferioară tithonică a stratelor de Lunca din pînza bucovinică.

Institutul Geologic al României

În legătură cu existenţa acestor brecii atît în seria bucovinică, cît şi în cea sub-bucovinică trebuie să precizăm că ele sînt primele nivele grosiere în care apar dolomite triasice. Deşi acestea există ca material detritic încă din Dogger, ele nu depăşesc acolo niciodată dimensiunile de 0,5-1 mm şi arată după caracterul rotunjirii, un transport mai îndelungat. Breciile neocomiene dovedesc net existenţa unei surse de alimentare cu relief tînăr şi activ care a apărut în acest timp. Sursa, avînd în vedere caracterul cu totul subordonat al breciilor în seria bucovinică şi abundenţa lor relativă în cea sub-bucovinică, ar trebui să fie plasată la exteriorul (estul) ariei de sedimentare a acesteia din urmă.

## Pînza transilvană de Hăghimaş

### Răspîndire

Depozitele malm-neocomiene transilvane sînt larg răspîndite în pînza Hăghimaşului. Ele constituie cea mai mare parte a masei acesteia. Regiunile de maximă dezvoltare a depozitelor de această vîrstă sînt masivele calcaroase Ocem, Hăghimaşul Mare, Telecul Mare, Hăghimaşul Negru şi Ghilcoş. În regiunea Cheile Bicazului ele ocupă numai aproximativ jumătate din suprafaţa pînzei Hăghimaşului, restul find ocupat de calcarele urgoniene. Regăsim calcarele Malm-Neocomianului şi în cea mai mare parte a petecului de acoperire Munticelu-Surduc în care sînt săpate „Cheile mici" ale Bicazului.

### Orizontare

Termenul inferior al stivei calcaroase malm-neocomiene este reprezentat de depozitele kimmeridgiene a căror separare este uşor de făcut. În schimb în masa calcarelor tithonic-neocomiene separarea şi mai ales cartografierea unor complexe litologice bine individualizate s-a dovedit foarte dificilă.

De altfel, aşa cum am atras deja atenţia (S ă n d u l e s c u, 1969) există mari dificultăţi chiar în separarea cartografică a Urgonianului.

*Kimmeridgian*

Laminarea frecventă a depozitelor kimmeridgiene la baza pînzei Hăghimaşului diminuează mult numărul profilelor complete în acest pachet de strate. Nicăieri nu se poate observa patul stratigrafic al depozitelor kimmeridgiene, peste tot unde deschiderile permit observarea limi-

Institutul Geologic al României

tei lor inferioare ele repauzează tectonic pe formațiunile cretacice ale pînzei bucovinice.

a) *Litologie.* Cea mai completă succesiune în depozitele kimmeridgiene se poate observa la baza peretelui abrupt al versantului vestic al munților Ghilcoș (pl. VI). Aici este de altfel și celebrul cuib fosilifer în care a fost descoperită fauna cu *Aspidoceras acanthicum.* Această succesiune a mai fost descrisă de Atanasiu (fide Băncilă, 1941) și de Preda și Pelin (1965) care au distins doar trei orizonturi. Din bază spre partea superioară se pot observa:

1. Calcare verzui dure, noduloase (2 m). Analiza microscopică relevă caracterul sparitic al acestor calcare; ele sînt lipsite de microorganisme.

2. Calcare roșii, fin nisipoase, cu desprindere în plăci subțiri de 1-2 cm, cu suprafețe neregulate. În secțiuni subțiri am recunoscut în aceste calcare cîteva resturi de *Saccocoma.*

3. Calcare grezoase compacte, masive, lipsite în general de stratificație (5 m). Sub lupă se pot observa destul de multe fragmente de culoare albă care la analiza microscopică se dovedesc a fi fragmente colțuroase de crinoizi; pe lîngă acestea am mai putut observa numeroase exemplare de oncolite (alge cyanophicaee) în general de talie mare, precum și rare *Saccocoma.*

4. Calcare noduloase roșii, dure (12 m). În secțiuni subțiri am putut observa în aceste roci, ce se dovedesc a fi de tipul intramicrit, numeroase exemplare de *Saccocoma*; este cel mai bogat nivel cu *Saccocoma* al Kimmeridgianului din pînza de Hăghimaș. Pe lîngă acestea se mai recunosc și oncolite de diferite dimensiuni.

5. Calcare grezoase cenușii-verzui, fine ce se prezintă în bancuri de 20-25 cm, separate de strate mai marnoase; spre bază devin compacte și mai dure, iar spre partea superioară trec la gresii calcaroase cenușii-verzui cu intercalații de marne cenușii nisipoase (20 m). În calcarele grezoase am recunoscut în secțiuni subțiri cîteva exemplare de *Saccocoma,* iar gresiile calcaroase s-au dovedit a fi destul de bogate în clorit. Fragmentele de cuarț, prezente atît în calcarele grezoase cît și în gresii, sînt echigranulare și în general colțuroase.

O parte din această succesiune se poate regăsi în versantul sudic al șeii Ciofronca (fig. 9) unde la baza pînzei Hăghimașului deasupra Wildflysch-ului se pot recunoaște în superpoziție normală doi din termenii succesiunii din peretele muntelui Ghilcoș: calcarele grezoase cenușii masive lipsite de stratificație (termenul 3) și deasupra lor calcarele noduloase roșii (termenul 4). Acestea din urmă se mai întîlnesc în versantul

Institutul Geologic al României

vestic al muntelui Hăghimaşului şi la baza peteculuí de acoperire Piatra Unică. În toate aceste trei puncte calcarele noduloase suportă direct calcarele tithonice. Alte puncte în care am mai recunoscut depozitele kimmeridgiene se găsesc pe valea Bicazului la ieşirea din staţiunea Lacul Roşu şi în amont de cabana „Cheile Bicazului", unde ele sînt reprezentate numai de calcarele grezoase masive (termenul 3) peste care se aşază direct depozitele tithonice. De asemenea chiar la intrarea în Cheile Bicazului pe şoseaua naţională (fig. 11) mai apar depozite kimmeridgiene puternic tectonizate, în care este greu de urmărit o succesiune stratigrafică; aici pe lîngă calcarele noduloase roşii se mai pot observa şi calcarele roşii nisipoase în plăci subţiri (termenul 2).

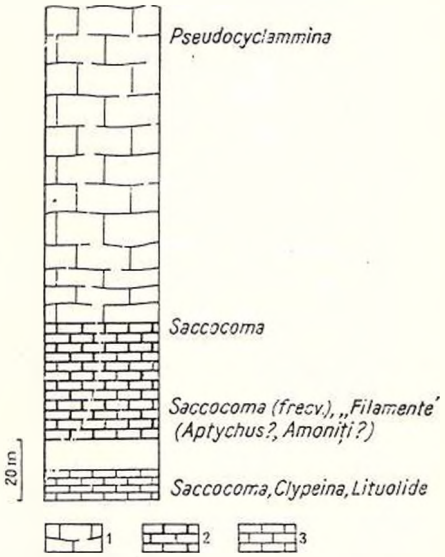



Fig.8. — Succesiunea stratigrafică a depozitelor kimmeridgiene de la vest de muntele Hăghimaşul Negru.

1, calcare masive; 2, calcare roşii în plăci; 3, calcare cenuşii în plăci (1 = Tithonic, 2 + + 3 = Kimmeridgian).

Succession stratigraphique de dépôts kimméridgiens situés à l'ouest du Mont Hăghimaşul Negru.

1, calcaires massifs; 2, calcaires lités rouges; 3, calcaires lités gris (1 = Tithonique, 2 + 3 = Kimméridgien).

b) *Vîrstă*. Fauna depozitelor kimmeridgiene de la Lacul Roşu a fost descoperită de Herbich dar studiul ei cel mai complet a fost făcut de Neumayr (1873). Acesta a reuşit să determine următoarele forme:

*Belemnites* (*Conobelus*) *beneckei* (Neum.)
*Nautilus* (*Pseudoganides*) *franconicus*
*Phylloceras isotypum* (Benecke)
*Phylloceras saxonicum* Neum.
*Phylloceras* (*Calliphylloceras*) *banacense* (Catullo)
*Phylloceras* (*Holcophylloceras*) *polyolcum* (Benecke)

Institutul Geologic al României

*Phylloceras* (*Sowerbyceras*) *tortisulcatum* (Orb.)
*Lytoceras polycyclum* Neum.
*Glochiceras* (*Lingulaticeras*) *balanense* (Neum.)
*Glochiceras* (*Lingulaticeras*) *nudatum* (Opp.) ( = *Haploceras tenuifalcatum* (Neum.)
*Oppelia* (*Streblites*) *tenuilobatus* (Opp.)
*Oppelia* (*Taramelliceras*) *holbeini* (Opp.)
*Oppelia* (*Taramelliceras*) *erycium* (Gemn).
*Oppelia* (*Taramelliceras*) *composum* (Opp.)
*Oppelia* (*Taramelliceras*) *pugilis* (Neum.)
*Oppelia* (*Hemihaploceras*) *nobile* (Neum.)
*Oppelia* (*Hemihaploceras*) *schwageri* (Neum.)
*Oppelia* (*Glochiceras*) *lithographicum* (Opp.)
*Oppelia* (*Taramelliceras*) *karreri* (Neum.)
*Oppelia* (*Taramelliceras*) *trachynotum* (Opp.)
*Taramelliceras mikoi* (Herb.)
*Cosmoceras* (*Simocosmoceras*) *nitidum* (Neum.)
*Perisphinctes* (*Torquatisphinctes*) *plebejus* (Neum.)
*Perisphinctes* (*Ataxioceras*) *metamorphus* (Neum.)
„*Perisphinctes*" *hilarchus* Neum.
*Prorasenia witteana* (Opp.)
*Perisphinctes* (?) *pseudocolubrinus* Kill.
*Perisphinctes* (*Katroliceras*) *acer* (Neum.)
*Perisphinctes* (*Lithococeras*) *ulmensis* (Opp.)
*Perisphinctes* (*Sublithacoceras*) *geron* Zitt.
„*Perisphinctes*" *subpunctus* Neum.
*Perisphinctes* (*Sutneria*) *eumela* (Orb.)
*Perisphinctes* (*Sutneria*) *platynota* (Rein.)
*Perisphinctes* (*Parapallasiceras*) *hospes* (Neum.)
*Perisphinctes* (*Sublithacoceras*) *fasciferum* (Neum.)
*Ataxioceras polyplocus* (Rein).
*Ataxioceras lothari* (Opp.)
*Benacoceras benianum* (Catullo)
*Simoceras* (*Pseudosimoceras*) *herbichi* Hauer)
*Simoceras* (*Pseudosimoceras*) *teres* (Neum.)
*Simoceras* (*Mesosimoceras*) *explanatum* (Neum.)
*Euaspidoceras rupelensae* (Orb.)
*Aspidoceras* (*Pseudowaagenia*) *haynaldi* (Hauer în Neum.)
*Aspidoceras wolfi* Neum.
*Aspidoceras acanthicum* (Opp.)

Institutul Geologic al României

*Aspidoceras* (*Pseudowaagenia*) *microplum* (O p p.)
*Aspidoceras longispinum* ( S o w.)
*Aspidoceras* (?) *altense* (O r b.)
*Aspidoceras binodum* (O p p.)
*Aspidoceras bispinosum* (Z i t t.)
*Physodoceras liparum* (O p p.)
*Orthaspidoceras zeuschneri* (Z i e t t.)
*Aspidoceras avellanum* Z i e t t.
*Physodoceras circumspinosum* (Q u e n s t.)
*Physodoceras cyclotum* (O p p.)
*Aspidoceras raphaeli* (O p p.)
*Ortaspidoceras uhlandi* (O p p.)
*Aspidoceras* (*Hybonoticeras*) *pressulum* (N e u m.)
*Aspidoceras* (*Hybonoticeras*) *beckeri* (N e u m.)
*Aspidoceras* (*Hybonoticeras*) *harpephorum* (N e u m.)
*Neritopsis jurensis* ( R ő m.)
„*Natica*" sp.
*Pleurotomaria* sp.
„*Chemnitzia*" sp.
*Isoarca texana* G o l d.
*Neaera lorioli* N e u m.
*Neaera transylvanica* N e u m.
*Pleuromya tellina* A g.
„*Modiola*" *tenuistriata* (G o l d.)
„*Modiola*" *lorioli* Z i t t.
„*Aucella*" *zitteli* N e u m.
*Terebratula nucleata* S c h l o t.
„*Terebratula*" aff. *rupicola* Z i t t.
*Pygope janitor* (P i c t.)
? *Lacunosella dilatata* (R o l l.) (=*Rhynchonella lacunosa* S c h l o t.)
*Rhynchonella* (*Lacunosella*) *sparsicosta* (O p p.)
*Rhynchonella* (*Lacunosella*) *gemellaroi* (N e u m.)
„*Rhynchonella*" *capillata* Z i t t.
*Rhabdocidaris cylindrica* (Q u e n s t.)
*Pseudodialema* sp.
*Pedina* sp.
*Halectypus* sp.
*Collyrites* cf. *carinatus* L e s k e
*Metaporhirus gümbeli* N e u m.

Institutul Geologic al României

Analizînd repartiţia faunei Neumayr ajunge la concluzia că în „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" de la Ghilcoş, Kimmeridgianul este reprezentat de două zone : zona cu *A.* (*Hybonoticeras*) *beckeri*, superioară şi zona cu *O.* (*Streblites*) *tenuilobatus*. Ambele le atribuie Kimmeridgianului, deşi în zona superioară recunoaşte prezenţa unor forme care ar fi caracteristice Tithonicului.

Herbich (1878) şi Jekelius (1922) completează lista de faună a lui Neumayr (1873) dar nu aduce modificări schemei propuse de el. Recent Preda şi Pelin (1963) descriu trei asociaţii faunistice suprapuse :

1. din calcare noduloase roşii :

*Phylloceras isotipum* Benecke
*Phylloceras saxonicum* Neum.
*Haloophylloceras polyolcum* Benecke
*Calliphylloceras menfredi* (Oppel)
*Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.)
*Lytoceras sutile* Oppel
*Lytoceras polyciclum* Neum.
*Haploceras jungens* Neum.
*Glochiceras undatum* Oppel
*Streblites tenuilobatum* Oppel
*Taramelliceras holbeini* (Oppel)
*Taramelliceras kochi* (Herbich)
*Perisphinctes hetaerus* Herbich
*Perisphinctes stenonotus* Herbich
*Perisphinctes oxypleurus* Herbich
*Perisphinctes plebeius* Neum.
*Perisphinctes polylocus* Neum.
*Perisphinctes tantalus* Herbich
*Perisphinctes fasciferus* Neum.
*Catroliceras acer* (Neum.)
*Lythacoceras ulmense* (Oppel)
*Lythacoceras geron* (Zittel)
*Simoceras teres* Neum.
*Simoceras contortum* Neum.
*Cosmoceras nitidulum* Neum.
*Aspidoceras haynaldi* Herbich
*Aspidoceras microplum* Oppel
*Aspidoceras zeuschneri* Zittel
*Aspidoceras altenense* d'Orb.

Institutul Geologic al României

*Aspidoceras schilleri* Oppel
*Aspidoceras bathori* Herbich
*Aspidoceras cyclotum* Oppel
*Laevaptychus latissimus vermipora* Trauth
*Laevaptychus meneghini* (Zigno)
*Laevaptychus crassissimus* (Haupt.)
*Laevaptychus hoplisus* (Spath.)
*Laevaptychus latus* Meneghini
*Rhynchonella gemmellaro* Neum.
*Glossothyris nucleata* (Schloth.)
*Neaera lorioli* Neum.
*Neaera transilvanica* Neum.

2. din calcare cenuşii şi gresii calcaroase:
*Phylloceras isotipum* Benecke
*Phylloceras polyciclum* Benecke
*Phylloceras serum* Oppel
*Phylloceras ptychostoma* Benecke
*Calliphylloceras menfredi* (Oppel)
*Calliphylloceras zignodianum* (d'Orb.)
*Calliphylloceras leptoptychum* (Herbich)
*Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.)
*Lytoceras sutile* Oppel
*Lytoceras quadrisulcatus* Oppel
*Lytoceras municipale* Oppel
*Haploceras fialar* Neum.
*Oppelia karreri* Neum.
*Streblites tenuilobatus* (Oppel)
*Taramelliceras compusum* (Oppel)
*Taramelliceras strombecki* (Oppel)
*Simoceras explanatus* Neum.
*Pseudosimoceras herbichi* Hauer
*Perisphinctes platynotus* Reinecke
*Perisphinctes eulemus* d'Orb.
*Perisphinctes plicatilis* Sow.
*Perisphinctes lothari* Oppel
*Lithacoceras ulmense* (Oppel)
*Aspidoceras acanthicum* Oppel
*Aspidoceras longispinum* Sow.

Institutul Geologic al României

3. din gresii calcaroase şi marne:
*Haploceras carachtheis* Zeuschner
*Haploceras leiosoma* Oppel
*Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst.
*Nautilus granconicus* Oppel
*Sphaerodus gigas* Agassiz

Aceşti autori atribuie prima asociaţie Oxfordianului superior, cea de a doua Kimmeridgianului, iar cea de a treia bazei Portlandianului.

În ceea ce priveşte prezenţa Oxfordianului în „stratele cu *A. acanthicum*" de la Ghilcoş credem că această idee nu poate fi susţinută avînd în vedere că din asociaţia atribuită acestui etaj fac parte forme tipice kimmeridgiene ca: *Streblites tenuilobatum* (Opp.), *Lythacoceras ulmense* (Opp.), *Lythacoceras geron* (Zitt.), (Arkell, 1956; Enay, 1964) primele două fiind fosile de zonă. De altfel încă Neumayr plasa calcarele noduloase roşii în zona cu *tenuilobatus* a Kimmeridgianului şi pe bună dreptate.

Dacă asupra lipsei Oxfordianului în „stratele cu *A. acanthicum*" nu există nici o îndoială, o problemă mai dificilă reprezintă precizarea vîrstei părţii lor terminale. În analiza acestei chestiuni intervine şi modul în care este privită limita Kimmeridgian-Tithonic în general în Europa. Arkell (1956) echivalează Tithonicul inferior din munţii Jura cu Kimmeridgianul mediu şi superior din Anglia incluzînd şi zona cu *Gravesia* la acesta din urmă. Enay (1964) consideră că limita între Tithonic şi Kimmeridgian se plasează la limita superioară a zonei cu *Hybonoticeras beckeri*, începînd Tithonicul cu stratele de Solenhofen (zona cu *T. lithographicum* a lui Arkell), deci mai jos. J. Cope et al. (1964) se raliază părerii lui Arkell în timp ce Collignon (1964) susţine părerea lui Enay. Ca o concluzie la aceste discuţii Comitetul Mezozoicului mediteranean recomandă (1964) ca zona cu *H. beckeri* să fie considerată limita superioară a Kimmeridgianului. Raportîndu-se la această controversă trebuie de la început să remarcăm faptul că deşi fauna cu *A. acanthicum* de la Ghilcoş este una dintre cele mai bogate din Europa, analiza ei nu ne poate duce la o rezolvare a problemei plasării limitei Kimmeridgian-Tithonic din cauza că: (1) faunele de amoniţi lipsesc complet în acoperişul „ stratelor cu *A. acanthicum*" şi (2) între ele şi calcarele masive atribuite Tithonicului există o discontinuitate, marcată de aşezarea transgresivă a acestora din urmă. Se poate însă discuta dacă există argumente suficiente pentru a atribui cu siguranţă „stratele cu *A. acanthicum*" în întregime Kimmeridgianului.

Institutul Geologic al României

Prezenţa formelor *Pygope janitor* (P i c t.), *Aspidoceras avellanum* Z i t t., *Glochiceras lithographicum* (O p p.), *Orthaspidoceras zeuchneri* (Z i t t.) şi *Aspidoceras raphaeli* (O p p.) ar îndreptăţi într-o oarecare măsură să se bănuiască prezenţa Tithonicului în partea terminală a „ stratelor cu *A. acanthicum*". Analizînd însă mai îndeaproape repartiţia formelor citate constatăm că:

*Pygope janitor* (P i c t.) a fost găsit (N e u m a y r, 1873) la Ghilcoş şi în nivelele inferioare ale „stratelor cu *A. acanthicum*" împreună cu forme tipic kimmeridgiene; această formă este de altfel citată şi în Kimmeridgianul din Prealpi (R o d., 1944-fide A r k e l l, 1956) fapt pentru care A r k e l l atrage atenţia că ea nu mai poate fi considerată ca fosil index pentru Tithonic.

*Aspidoceras avelanum* Z i t t., *Glochiceras lithographicum* (O p p.) şi *Orthaspidoceras zeuschneri* (Z i t t.) sînt citate atît de N e u m a y r (1873) cît şi de P r e d a şi P e l i n (1965) în asociaţie cu forme tipic kimmeridgiene.

*Aspidoceras raphaeli* (O p p.) este citat într-adevăr de la partea terminală a „stratelor cu *A. acanthicum*" însă împreună cu *A. longispinum* (S o w.) care în Saxonia (A r k e l l, 1956) se găseşte în Kimmeridgian.

Toate aceste argumente coroborate cu date micropaleontologice: abundenţa Saccocomelor şi lipsa oricăror microfosile de vîrstă exclusiv tithonică, care în schimb abundă imediat deasupra limitei superioare a „stratelor cu *A. acanthicum*" — (pl. VI), ne îndreptăţesc să considerăm că acestea din urmă sînt exclusiv de vîrstă kimmeridgiană. Avînd în vedere că există elemente de faună atît din zona cu *H. beckeri* cît şi din zona cu *S. tenuilobatus* putem afirma că etajul Kimmeridgian este în întregime reprezentat.

*Tithonic-Neocomian*

În separarea calcarelor tithonic-neocomiene din seria transilvană de Hăghimaş cea mai dificilă problemă este trasarea limitei cu calcarele urgoniene. Caracterul transgresiv al acestora din urmă şi convergenţa de facies între rocile tithonic-neocomiene şi urgoniene face foarte nesigură orice reprezentare cartografică. Asupra acestui fapt am atras atenţia mai dinainte (S ă n d u l e s c u, 1969); în lucrarea de faţă am încercat cu foarte multă prudenţă separarea lor.

a) *Litologie.* Separarea unor complexe litologice în suita tithonică-neocomiană este posibil de făcut în unele masive calcaroase utilizînd un

Institutul Geologic al României

nivel reper relativ uşor de recunoscut şi care este reprezentat de un pachet marnocalcaros de 50-100 m grosime (pl. IV). Se pot astfel distinge un orizont calcaros superior şi un orizont calcaros inferior, separate de orizontul marnocalcaros. Aceste separaţii au putut fi făcute în munţii Ghilcoş, munţii Hăghimaşului Negru, în Cheile Bicazului şi ale Bicăjelului. Din munţii Telecul Mare spre sud nu am mai întîlnit nivelul marnocalcaros, fapt care ne-ar putea conduce la concluzia că în masivele Hăghimaşul Mare, Ocem şi Piatra Crăpată nu este reprezentat decît orizontul calcaros inferior (pl. VI). Această concluzie o avansăm cu toată prudenţa avînd în vedere că nu sîntem în măsură să precizăm dacă nu cumva nivelul marnocalcaros se efilează spre sud punînd în contact direct cele două orizonturi calcaroase, care avînd practic o alcătuire litologică identică, nu se mai pot separa.

La alcătuirea orizontului marnocalcaros iau parte în exclusivitate marnocalcarele cenuşii sau cenuşii-gălbui, bine stratificate în strate de 5-10 cm. În munţii Ghilcoş ele sînt mai nisipoase, în schimb în Cheile Bicazului şi în munţii Hăghimaşului Negru au un aspect aproape litografic. Studiul în secţiuni subţiri ne-a permis să precizăm că aceste roci sînt de tipul pelmicritelor.

La alcătuirea celor două orizonturi calcaroase iau parte următoarele tipuri de roci :

calcare masive oolitice şi pseudoolitice, cu stratificaţie foarte slab exprimată, de culoare cenuşie-albicioasă sau roşiatică. Studiul micrografic ne-a arătat că este vorba de intrasparite sau intramicrite. În primul caz matricea sparitică este de tip bazal, în cel de-al doilea mai frecvent de tip poros[21]. Atunci cînd sînt bogate în resturi de organisme ele pot fi încadrate în categoria intrabiosparitelor sau intrabiomicritelor;

calcare masive cu aspect calcarenitic, de culoare albă-gălbuie sau roşiatică. Şi aceste roci sînt de tipul intrasparitelor sau intramicritelor cu deosebirea că fragmentele ce iau parte la alcătuirea lor sînt subcolţuroase sau colţuroase;

calcare fine, cenuşii sau gălbui, de tipul pelmicritelor. Uneori ele au răspîndite în masa lor fragmente de dimensiuni foarte mici de calcare rotunjite trecînd la tipul de intrapelmicrite.

Calcarele de culoare roşiatică sau roz sînt mai puţin răspîndite decît cele cenuşii sau gălbui. Ele au fost confundate de mulţi autori cu calcarele kimmeridgiene şi au fost separate ca atare, dîndu-se astfel o extindere

[21] Am adoptat termenul de „bazal" şi „poros" prin comparaţie cu tipurile de cimentare a gresiilor.

Institutul Geologic al României

spaţială nejustificată acestuia din urmă. Studiul micrografic ne-a permis să distingem cu multă uşurinţă cele două tipuri de calcare, restrîngînd mult extinderea Kimmeridgianului.

Aşa cum am amintit cînd am descris depozitele Kimmeridgiene între calcarele tithonice şi acestea există o discontinuitate. Ea este marcată în primul rînd de faptul că depozitele tithonice se dispun pe diferiţi termeni ai Kimmeridgianului. În versantul vestic al muntelui Ghilcoş se poate urmări chiar o discordanţă unghiulară slabă între depozitele kimmeridgiene şi tithonice, discordanţă ce nu depăşeşte 10-15°. Încadrat între această discontinuitate şi discontinuitatea din baza Urgonianului, suita tithonic-neocomiană se prezintă însă ca o stivă continuă fără lacune, din acest punct de vedere asemănînd-se cu Tithonic-Neocomianul bucovinic care şi el reprezintă un ciclu de sedimentare independent. Din aceste fapte putem desprinde o concluzie mai generală şi anume că la limita Jurasic-Cretacic nu au existat deformări tectonice, în unităţile superioare ale eşafodajului în pînze a masivului maramureşan.

b) *Vîrstă.* Corelarea principalelor profile microfaciale (pl. VI) executate în masa calcarelor tithonice-neocomiene ne-a permis să ajungem la următorul tabel de distribuţie a asociaţiilor micropaleontologice[22].

| Asociaţia | Nivelul | Vîrsta |
|---|---|---|
| 1. *Macroporella benecki*<br>*Acicularia* sp.<br>*Cayeuxia* F r o l l.<br>*Orbitolina conica* G r a s.<br>*Nautiloculina* (forme foarte mici) | | Urgonian |
| 2. *Cayeuxia* (foarte frecvent)<br>*Clypeina* sp.<br>*Trocholina alpina* (L e u p.)<br>*Trocholina elongata* L e u p.<br>*Kilianina* P f e n d.<br>*Pseudocyclammina* (?) (Y a b. et H a n z) | $^1/_2$ superioară a orizontului calcaros superior | Neocomian |
| 3. *Cayeuxia Froll.* (frecvent)<br>*Baccinella irregularis* R a d o i c.<br>*Microcodium agregatum*<br>*Acicularia*<br>*Salpingoporella anulata* C a r o z z.<br>*Trocholina alpina* (L e u p.)<br>*Trocholina elongata* L e u p. | $^1/_2$ inferioară a orizontului calcaros superior | Neocomian |

[22] Am adăugat în acest tabel şi asociaţia micropaleontologică a Urgonianului pentru a fi mai uşor comparată cu cele tithonic-neocomiene.

Institutul Geologic al României

(continuare tabel)

| Asociația | Nivelul | Vîrsta |
|---|---|---|
| 4. *Clypeina parvula* Carozz.<br>*Actinoporella*<br>*Münieria baconica* Deek.<br>*Cayeuxia* Froll.<br>*Ammobaculites coprolithiformis* (Schwag.)<br>*Haplophragmium* Hott.<br>*Trocholina elongata* Leup.<br>*Trocholina alpina* (Leup.) | în baza (20—30 m) orizontului calcaros superior | Neocomian |
| 5. *Actinoporella*, characee<br>*Clypeina parvula* Carozz.<br>*Münieria baconica* Deek.<br>*Ammobaculites coprolithiformis* (Schwag.)<br>*Haplophragmium* Hott.<br>*Kilianina* Hens.<br>*Kurnubia palestiniensis* Hens.<br>*Anchispirocyclina* Jord. et Appl.<br>*Calpionelopsis oblonga* (Cad.) | orizontul marnos-calcaros | Berriasian |
| 6. *Cayeuxia* Froll<br>*Actinoporella podolica* Alth.<br>*Clypeina jurassica* (Favre) (frecvent)<br>*Clypeina parvula* Carroz. (rar)<br>*Münieria baconica* Deek.<br>*Salpingoporella anulata* Carroz.<br>Oncolite<br>*Baccinella irregularis* Radoic.<br>*Microcodium agregatum*<br>*Cladocoropsis mirabilis* Felix<br>*Elipsactinia*<br>*Ammobaculites coprolithiformis* (Schwag.)<br>*Trocholina alpina* (Leup.) (frecvent)<br>*Trocholina elongata* Leup. (rar)<br>*Pseudocyclammina lituus* (Yok.)<br>*Nautiloculina oolitica* (Mahler)<br>*Calpionella alpina* Lor. (foarte rar)<br>*Kilianina* Pfend.<br>*Saccocoma* (foarte rar în $^1/_2$ inferioară) | orizontul calcaros inferior | Tithonic |

Din orizontul marnocalcaros Dragastan (1968) a determinat „*Natica*" *leviathan* şi *Ampullina* iar Grasu (1969) citează pintre altele :

*Neocomites neocomiensis* d'Orb.

*Berriasiella* cf. *privasensis* Pict.

*Eodesmoceras* sp.

*Thetironia* cf. *renevieri* Lor.

*Nuculana subrecuva* (Phil.) etc.

Institutul Geologic al României

Pentru a discuta vîrsta diferitelor orizonturi separate este necesar să pornim de la orizontul marnocalcaros. Prezenţa formelor *Berriasella* cf. *privasensis* şi a tintinidului *Calpionellopsis oblonga* ne indică pentru acest orizont vîrsta beriasiană. În raport cu aceasta şi avînd în vedere prezenţa, exclusiv în orizontul calcaros inferior, a formelor *Clypeina jurassica*, *Cladocoropsis mirabilis* şi *Ellipsactinia*, putem considera că acesta aparţine Tithonicului. Cuprins între Berriasian în pat şi Urgonian în acoperiş, orizontul calcaros superior revine Neocomianului în general, fără a putea să precizăm căror etaje ale acestuia îi corespunde. Faptul că unele forme abundente în orizontul marnocalcaros se regăsesc şi în baza orizontului calcaros superior (*Haplophragmium*, *Münieria baconica*, *Actinoporella podolica*, *Ammobaculites coprolithiformis* — vezi asociaţia 3) putem atribui tot Berriasianului şi acest pachet care nu depăşeşte 30 m grosime. Restul orizontului calcaros superior ar reveni Valanginian-Hauterivianului.

Analizînd repartiţia formelor fosile în Tithonic observăm că (pl. VI) la 360 m, sub limita superioară a orizontului calcaros inferior mai găsim încă *Calpionella alpina* (munţii Telecul Mare), fapt care ne îndreptăţeşte să coborîm cel puţin pînă la acest nivel Tithonicul superior. Pe de altă parte în baza calcarelor tithonice am mai regăsit alături de formele obişnuite din asociaţia micropaleontologică a acestora şi cîteva exemplare de *Saccocoma* (munţii Hăghimaşului Negru, valea Bicazului) fapt care pledează pentru prezenţa Tithonicului inferior. Bazaţi pe argumentele de mai sus putem trage concluzia că deşi urmînd în discotinuitate peste depozitele kimmeridgiene, Tithonicul este reprezentat în întregime.

O semnificaţie particulară acordăm nivelului cu characee ce l-am identificat în orizontul marnocalcaros. El marchează un moment în care sedimentarea are loc într-un mediu cu salinitate scăzută. Această concluzie poate fi întărită de faptul că microfauna orizontului marnocalcaros este foarte bogată în forme de *Actinoporella podolica*, algă ce se adaptează foarte bine unor condiţii de apă mai îndulcită. Avînd în vedere vîrsta berriasiană a orizontului marnocalcaros putem afirma că nivelul cu characee indică un moment de dezvoltare a faciesului Purbekian în succesiunea tipic marină a Tithonic-Neocomianului.

### URGONIAN

Depozite dezvoltate în acest facies nu se cunosc decît în pînza de Hăghimaş.

Institutul Geologic al României

## Istoric

Primii care semnalează prezența Caprotinelor eocretacice în masa calcarelor din seria transilvană de Hăghimaș sînt Herbich (1878) și Vadasz (1915), fapt confirmat și de Băncilă (1941). Patrulius (în Ciocîrdel și Patrulius, 1960) semnalează de asemenea (fără a da o listă a formelor) o faună barremian-apțian inferioară colectată de Atanasiu din calcare masive în zona Piatra Hotarului. Preda și Pelin (1962, 1964) descoperă noi puncte cu faună de Caprotine în sinclinalul Hăghimaș. În comunicările preliminare noi am arătat (Săndulescu, 1967, 1969) că Urgonianul caracterizează seria de Hăghimaș și este transgresiv pe termenii mai vechi.

## Pînza transilvană de Hăghimaș

### Răspîndire

Așa cum am mai amintit separarea cartografică corectă a calcarelor urgoniene este foarte dificilă. Noi le-am separat numai acolo unde pe lîngă litofaciesul caracteristic am avut și dovezi micro- sau macropaleontologice (orbitoline, pahiodonte). Din analiza hărții se poate observa că depozitele urgoniene se găsesc cantonate în partea de nord a pînzei de Hăghimaș în masivele calcaroase din împrejurimile Lacului Roșu și a Cheilor Bicazului. Un petec de calcare urgoniene se mai poate separa în Hăghimașul Negru.

### Orizontare

a) *Litologie*. Depozitele pe care le-am atribuit Urgonianului sînt reprezentate prin următoarele tipuri de roci:

calcare masive, arenitice sau ruditice, de culoare roșiatică sau cenușie-gălbuie, cu numeroase fragmente de pahiodonte. Aceste roci sînt de tipul intrabiosparitelor și intrabiomicritelor, la care fragmentele clastice sînt colțuroase și de dimensiuni foarte variabile. Fragmentele de cochilii sînt foarte frecvente. Acest microfacies bioclastic este cel mai caracteristic pentru Urgonian;

calcare masive, cu structură arenitică, de obicei de culoare cenușie-gălbuie. Aceste calcare sînt de tip intramicrit sau intrasparit, fragmentele clastice fiind însă mai regulate ca dimensiuni.

calcare masive, fine, cenușii-albicioase, de tipul pelmicritelor.

Nu am întîlnit în Urgonian calcare oolitice.

Institutul Geologic al României

b) *Vîrstă*. Asociaţia micropaleontologică a calcarelor urgoniene (p. 93) nu este prea bogată în specii. Principalele forme care pot fi folosite la determinarea vîrstei sînt orbitolinele. Dintre formele întîlnite nu am putut determina specific decît o parte ; ele aparţin speciei *Orbitolina conica*. Foarte frecvent am întîlnit exemplare de *Acicularia* care sînt cantonate în sinclinalul Hăghimaş numai în calcarele urgoniene.

Dintre pahiodonte P r e d a şi P e l i n (1962, 1964) au determinat :

*Requienia ammonia* G o l d.

*Requienia ammonia* var. *scalaris* D o u v.

*Requienia ammonia* var. *minor* D o u v.

*Requienia pellati* P a q.

*Toucasia carinata* M a t h e r.

Conţinutul în organisme fosile, a calcarelor de care ne ocupăm, nu ne permite decît să le încadrăm în general în Barremian-Apţian inferior, adică în intervalul stratigrafic în care se dezvoltă în Carpaţii româneşti faciesul urgonian. Prezenţa Apţianului inferior este incertă. Sîntem înclinaţi să credem mai degrabă că el lipseşte pentru considerente pe care le vom discuta mai departe.

### BARREMIAN-ALBIAN

### (Formaţiunea de Wildflysch)

Formaţiunea de Wildflysch se găseşte numai în pînza bucovinică, reprezentînd unul din elementele ei litostratigrafice caracteristice.

#### Istoric

Pentru a putea analiza mai bine caracterele formaţiunii de Wildflysch din sinclinalul Hăghimaş este necesar să trecem în revistă evoluţia noţiunii de Wildflysch în general.

Termenul de Wildflysch a fost introdus în literatura geologică de K a u f m a n n (1870) — în B. Studer „Index der Petrographie". Definiţia dată de autor (K a u f m a n n, 1887) este următoarea (p. 553) : „Şisturi lucioase, moi, cenuşii-închise pînă la negre, adesea încreţite şi cu oglinzi de frecare striate, alternează cu gresii (de obicei Macigno) uneori şi cu conglomerate. Stratele sînt adesea şi puternic cutate, îndoite şi rupte, gresiile crăpate transversal, fragmentele despărţite între ele, frecate şi mai mult sau mai puţin îmbrăcate de şisturi... Cauza acestor modificări în sedimente nu poate fi căutată numai în presiunea de deformare..." Din această definiţie se vede că încă din secolul trecut formarea Wildflysch-ului era



Institutul Geologic al României

presupusă a fi în legătură cu procese diferite de cele tectonice. T e r c i e r (1947) atrăgînd atenţia asupra acestui lucru, remarcă faptul că există multe flişuri grezo-şistoase foarte frămîntate care nu sînt Wildflysch-uri şi pe de altă parte există Wildflysch-uri puţin dislocate. El înclină spre originea sedimentară a Wildflysch-urilor şi consideră formarea lor „legată de eroziunea unor reliefuri marcate, eroziune însoţită desigur de mari alunecări submarine, aceste ultime fenomene favorizate de îngustarea platformei marginale şi de apropierea taluzului...” (T e r c i e r, 1947, p. 182). C a d i s c h (1953) discutînd problema Wildflysch-urilor din Ultrahelvetikum precizează că înţelege „prin Wildflysch o asociaţie de roci de facies orogen de vîrstă cretacică pînă la terţiară care este format dintr-o masă de bază marnoasă pînă la argiloasă, în care sînt intercalate bancuri de materiale calcaroase, nisipoase sau cuarţite ca şi elemente de diferite feluri” (C a d i s c h, 1953, p. 174). El atrage atenţia că trebuiesc deosebite în Wildflysch materialul autigen şi cel alogen. Materialul alogen este în general colţuros şi sub formă de blocuri şi el nu poate fi transportat decît prin alunecări submarine.

Toate consideraţiile expuse mai sus au fost făcute în legătură cu Wildflysch-urile din Alpii elveţieni, acolo unde această formaţiune a fost definită şi credem că este necesar să luăm în consideraţie, în primul rînd aceste definiţii, pentru a încadra anumite serii sedimentare la Wildflysch. Rezumînd credem că putem considera ca principale caractere distinctive ale Wildflysch-ului :

existenţa unei mase bazale pelitice (autigene);

existenţa unor elemente străine (alogene) de dimensiuni variabile;

intervenţia alunecărilor submarine, ca factor important în determinarea aspectului actual al Wildflysch-ului.

Mai trebuie reţinut un fapt semnalat nu de mult de O g n i b e n (1963) şi anume că nu trebuie confundat Wildflyschul cu argilele scagliose cu toate că şi acestea din urmă sînt sedimente argiloase, sau argilo-arenacee şi conţin blocuri şi lespezi mari de roci competente. Diferenţa între Wildflysch şi argile scagliose este aceea că cele din urmă se formează prin alunecarea submarină a unei întregi stive de strate după sedimentarea ei pe cînd în cazul Wildflysch-ului există un material sedimentat „normal” şi altul care este adus prin alunecări. Este important, deşi uneori dificil, de făcut această distincţie mai ales pentru că mulţi autori au tendinţa să echivaleze noţiunea de Wildflysch cu cea de olistostromă, ultima fiind, după cum se ştie, definită pe baza studiului argilelor scagliose.

La noi în ţară primii autori care menţionează depozite de Wildflysch sînt P o p e s c u (1954) în zona flişului, D u m i t r e s c u (1957) în munţii

Institutul Geologic al României

Lăpușului, Băncilă (1958) și Popescu și Patrulius (1964) în zona cristalino-mezozoică.

Primii care au considerat că în sinclinalul Hăghimaș există depozite de Wildflysch sînt Băncilă (1958) și Patrulius (1960). Ei acordă acestei formațiuni vîrsta Barremian-Apțian inferior. Noi am arătat în lucrările preliminare (Săndulescu, 1967, 1969) că formațiunea de Wildflysch este legată de pînza bucovinică și, pe baza unor studii micropaleontologice făcute de Jana Săndulescu (1969) am încadrat-o în intervalul Barremian-Albian.

Depozitele pe care le separăm ca formațiune de Wildflysch au fost pînă acum cartate împreună cu conglomeratele de Bîrnadu și considerate ca ocupînd axa sinclinalului Hăghimaș. I. Atanasiu (1929; 1934 — în I. Băncilă, 1958) ca și Băncilă (1941) le separau sub denumirea de „strate cu orbitoline". Autorii mai vechi Herbich, Uhlig și Vadasz le înglobau în mare la o serie conglomeratică, dar și ei le considerau ca cele mai noi formațiuni din sinclinal. Prin separarea conglomeratelor de Bîrnadu (post-tectonice) (Săndulescu, 1969), formațiunea de Wildflysch și-a cîștigat individualitatea, iar separarea pînzei Hăghimașului (Săndulescu, 1967, 1968, 1969) superioară ei, i-a precizat poziția geometrică.

## Pînza bucovinică

### Răspîndire

Formațiunea de Wildflysch ocupă suprafețe însemnate în cadrul sinclinalului Hăghimaș. Zona cea mai largă de dezvoltare a acesteia se situează pe flancul extern al sinclinalului între „creasta" Dămucului și valea Bicăjelului. În regiunea Cheilor Mici ale Bicazului zona de aflorare a Wildflysch-ului se restrînge, iar la paralela muntelui Jidanului este complet acoperită de conglomeratele de Bîrnadu. Wildflyschul reapare în bazinul văii Toșorog și de aici spre nord se poate observa atît la est cît și la vest de muntele Hăghieșul, formînd un sinclinal larg în axul căruia sînt cantonate conglomeratele de Bîrnadu.

Formațiunea de Wildflysch apare pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaș la sud de Bîtca Lapoșului și se continuă cu o lățime variabilă pînă în extremitatea sudică a regiunii cercetate de noi, bordînd continuu marginea vestică a pînzei Hăghimașului. În sfîrșit Wildflyschul apare în două ferestre tectonice în aria de dezvoltare a pînzei Hăghimașului pe valea Gropile la sud de muntele Ghilcoș, și într-o fereastră mică în valea Bicazului între gura pîrîului Lapoș și a pîrîului Bicăjel.

Institutul Geologic al României

Este important să menționăm că extinderea actuală a formațiunii de Wildflysch a fost conturată de cercetările noastre. Cercetătorii anteriori înglobau, în mod nejustificat, numeroase aflorimente de Wildflysch, în special de pe flancul vestic al sinclinalului, la Dogger. Această eroare a întîrziat mult rezolvarea corectă a structurii tectonice a sinclinalului Hăghimaș.

**Orizontare**

Separarea unor complexe litologice este foarte dificil de realizat în formațiunea de Wildflysch întrucît trecerile laterale de la un tip litologic la altul sînt foarte rapide iar pachetele ce pot fi eventual separate în unele zone alternează în proporții egale în alte zone. Doar pe flancul vestic al sinclinalului (fig. 3) am reușit să separăm cartografic un orizont bazal cu jaspuri al formațiunii de Wildflysch (pl. VI). În masa principală a formațiunii de Wildflysch se pot distinge două litofaciesuri : litofaciesul tipic de Wildflysch sau argilos cu blocuri și litofaciesul paratipic (pl. VII). Ele nu au o poziție stratigrafică bine definită deși în general litofaciesul tipic este inferior celuilalt. Există și situații în care se observă alternanța celor două litofaciesuri pe verticală sau poziția inferioară a litofaciesului paratipic (pl. VII). Atît litofaciesul tipic cît și cel paratipic înglobează klippe sedimentare alohtone (olistolite) de dimensiuni variabile, precum și roci bazice.

*Orizontul bazal cu jaspuri.* În cadrul acestui orizont se pot distinge două nivele : „stratele cu jaspuri" (superior) și „breciile înfrajaspice" (inferior). Toți cercetătorii au atribuit jaspurile pe care le separăm în orizontul bazal al formațiunii de Wildflysch Callovian-Oxfordianului. Distingînd în baza lor breciile infrajaspice, cu poziție transgresivă (S ă n d u l e s c u, 1969; S ă n d u l e s c u — în P a t r u l i u s et al., 1969)[23] noi am atras atenția asupra posibilității de a acorda acestor jaspuri o vîrstă mai nouă. Cercetările noastre ulterioare au confirmat această presupunere.

*a*) „Breciile înfrajaspice" au o grosime variabilă de la cîțiva metri pînă la 20-25 m. Elementele constituente sînt în marea lor majoritate reprezentate de fragmente colțuroase sau subcolțuroase de cuarț, șisturi cristaline și dolomite. Mai rar apar fragmente de calcare nisipoase mediojurasice și de roci bazice. În cîteva puncte am găsit de asemenea fragmente

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

Institutul Geologic al României

de calcare neojurasice remaniate în breciile infrajaspice, fragmente care dovedesc vîrsta mai nouă a acestora.

*b*) „Stratele cu jaspuri" sînt alcătuite din radiolarite roşii, verzui sau cenuşii-negricioase, bine stratificate în strate de 2-5 cm, separate de jointuri sau intercalaţii foarte subţiri de argile radiolaritice de aceeaşi culoare. Se mai pot observa intercalaţii de tufite verzui fine sau chiar de cinerite fine, bazice. Acestea din urmă au fost semnalate mai de mult în jaspurile de la Lacul Roşu (B ă n c i l ă, P a p i u, 1962). În secţiuni subţiri se pot observa numeroşi radiolari răspîndiţi într-o masă silicioasă, cloritică (pentru jaspurile verzi), sau cloritic-hematitică (pentru cele roşii).

Dezvoltarea orizontului bazal cu jaspuri numai pe o porţiune a flancului vestic al sinclinalului şi lipsa lor pe flancul estic ridică problema raporturilor acestuia cu restul formaţiunii de Wildflysch.

O situaţie oarecum asemănătoare a fost pusă în evidenţă în sudul sinclinalului Hăghimaş, în valea Trotuşului (P a t r u l i u s et al., 1969) unde în baza formaţiunii de Wildflysch se separă un orizont de conglomerate cu diabaze şi melafire, care în zona de la nord de valea Javardi sînt depăşite de nivelele imediat superioare. Şi în acest caz şi în cazul breciilor infrajaspice şi al stratelor cu jaspuri se poate avansa atît ipoteza depăşirii transgresive cît şi cea a caracterului lenticular al orizonturilor bazale. Această a doua ipoteză ni se pare mai aproape de adevăr întrucît în numeroase puncte în partea bazală a formaţiunii de Wildflysch de pe flancul estic se găsesc intercalate pachete de jaspuri roşii şi verzi identice cu„ stratele cu jaspuri" de pe flancul intern. Singura deosebire este că jaspurile de pe flancul extern au un caracter pronunţat lenticular şi nu sînt însoţite nemijlocit de brecii. În schimb, în numeroase profile am putut observa că breciile şi microbreciile intercalate în baza formaţiunii de Wildflysch pe flancul extern sînt net mai bogate în dolomite şi şisturi cristaline decît cele intercalate la celelalte nivele, apropiindu-se prin caracterele lor de tipul breciilor infrajaspice de pe flancul intern. Aceste două fapte ne îndreptăţesc, credem, să considerăm orizontul bazal cu jaspuri ca un facies particular ce se dezvoltă pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş al părţii celei mai profunde a formaţiunii de Wildflysch (pl. VI, VII). Presupunem că o dezvoltare de asemenea locală, lenticulară, au şi conglomeratele cu diabaze şi melafire din valea Trotuşului, care s-ar plasa foarte probabil la acelaşi nivel cu orizontul bazal cu jaspuri.

*Litofaciesul tipic* (*argila cu blocuri*). Masa fundamentală a litofaciesului tipic al Wildflysch-ului este reprezentată de un depozit lipsit de stratificaţie, argilos, mai rar marnos, de culoare cenuşie-verzuie, ade-

Institutul Geologic al României

seori nisipos sau siltic. Grosimea pachetelor ce îmbracă acest facies este foarte variabilă (pl. VII).

În masa fundamentală argilo-marnoasă se intercalează, totdeauna sub formă de lentile mai mult sau mai puțin alungite, de grosimi variabile următoarele tipuri de roci :

conglomerate tilloide, cu matrice siltică, adesea identică cu masa fundamentală, lipsite de stratificație; dimensiunile elementelor sînt foarte variabile;

conglomerate polimictice cu ciment bazal calcaros sau grezos-calcaros;

brecii și microbrecii polimictice cu ciment calcaros bazal; ele pot ajunge pînă la tipul calcarenitic.

Elementele constituente ale depozitelor grosiere enumerate mai sus sînt:

șisturi cristaline reprezentate în special de clorito-șisturi și cuarțite, uneori cuarțite negre; din observațiile făcute de noi am putut conchide că aproape fără excepție fragmentele de șisturi cristaline corespund rocilor componente ale seriei de Tulgheș;

dolomite triasice, foarte abundente, cum am mai spus, în intercalațiile brecioase din baza formațiunii de Wildflysch;

calcare tithonic-neocomiene sau urgoniene frecvente în special în nivelele superioare ale formațiunii de Wildflysch. În general în breciile bogate în dolomite calcarele sînt rare și invers;

diabaze și melafire, calcare sideritice și jaspuri; fragmentele de acest tip sînt prezentate aproape exclusiv în conglomeratele tilloide. Ele reprezintă material remaniat intraformațional întrucît aceste roci se găsesc intercalate normal la diferite nivele în formațiunea de Wildflysch;

argile roșii, șistoase, se intercalează în strate subțiri de cîțiva centimetri. Aceste roci le-am întîlnit pe pîrîul Cupașu, pîrîul Bălai, la Lacul Roșu, pe pîrîul Oii (Hăghimașului), la vest de Piatra Luciului, la izvoarele pîrîului Ciofronca, în „Curmătură" la nord de Piatra Unică și pe pîrîul Fagul Oltului;

gresii moi, fine, argiloase, de culoare verzuie sau cenușie, fin micafere; se intercalează la intervale foarte neregulate, formînd strate subțiri de 1-3 cm;

gresii silicifiate, dure, fine, cu aspect sticlos, răspîndite neuniform; adesea se asociază cu jaspurile;

calcare sideritice, manganifere, cu crustă de alterare ruginiu-negricioasă, fine; se prezintă sub formă de elipsoide mai mult sau mai puțin alungite;

Institutul Geologic al României

jaspuri, în mod obişnuit de culoare neagră; în baza faciesului tipic al Wildflysch-ului, aşa cum am mai amintit se intercalează şi jaspuri roşii şi verzi în : muntele Preluca Mare, valea Stînei, valea Lapoşului, în dealul Ghiciminişului, în „Curmătura" la N de Piatra Unică, în şaua Ciofronca şi pe pîrîul Fagul Oltului (la izvoare). Aceste intercalaţii sînt echivalente

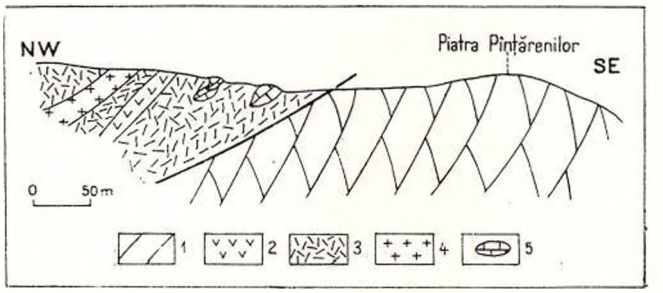



Fig.9. — Secţiune geologică pe creasta Piatra Pinţărenilor.

1, dolomite (Campilian-Anisian); 2, diabaze; 3, argile cu blocuri (Wildflysch); 4, cinerite bazice; 5, olistolite (2 + 3 + 4 = Barremian-Albian).

Coupe géologique le long de la crête de Piatra Pinţărenilor.

1, dolomies (Campilien-Anisien); 2, dyabases; 3, argiles à blocs (Wildflysch); 4, cinérites basiques; 5, olistolithes (2+3+4=Barrémien-Albien).

cu „stratele cu jaspuri" din orizontul bazal. Jaspurile negre se intercalează în schimb la toate nivelele în formaţiunea de Wildflysch;

cinerite bazice, de culoare verde, în strate de grosimi foarte diferite; am întîlnit intercalaţii de cinerite bazice pe pîrîul Telec, pe versantul sudic al muntelui Ghermanul, în Piatra Pînţărenilor, pe versantul estic al muntelui Munticelu, la vest de Bîtca Neagră şi pe dealul Piciorul Lung. Prezenţa intercalaţiilor de cinerite bazice este o dovadă a sincronismului erupţiunilor bazice cu formaţiunea de Wildflysch.

Proporţia în care rocile descrise mai sus se asociază masei fundamentale a litofaciesului tipic al Wildflysch-ului este foarte variabilă. Cele mai frecvente intercalaţii sînt cele de gresii silicioase, brecii şi conglomerate şi cele de calcare sideritice. În ordinea frecvenţei urmează gresiile moi, jaspurile negre, cineritele bazice şi argilele roşii.

*Litofaciesul paratipic (flişoid).* Sub această denumire am separat acele pachete din formaţiunea de Wildflysch care prezintă o textură stratificată, dovada unei sedimentări mai regulate, ajungînd uneori să aibă

Institutul Geologic al României

un caracter flişoid pronunţat. Principalele tipuri de roci care formează litofaciesul flişoid al formaţiunii de Wildflysch sînt :

marne şi argile, fine, adesea fin nisipoase, verzui sau măslinii, stratificate, se desprind în plăci subţiri de 2-4 cm ;

şisturi marno-grezoase sau nisipoase, verzui, în plăci subţiri sau foioase, sfărîmicioase ;

gresii calcaroase, cenuşii, granoclasate, curbicorticale la partea superioară a stratelor, cu hieroglife (mecano — şi bioglife) pe feţele inferioare ; se prezintă în strate de 2-10 cm grosime ;

gresii grosiere, calcaroase, uneori diaclazate ;

gresii muscovitice, cu fragmente cărbunoase, argiloase.

Rocile pelitice descrise mai sus pot forma uneori pachete destul de groase, pînă la 1-2 m ; separate de strate subţiri de gresii. Alteori gresiile şi pelitele alternează ritmic, formînd secvenţe de 10-30 cm grosime, aproape totdeauna binare.

În acest fond general se intercalează în proporţii şi la nivele diferite :

calcare sideritice fie ca strate continui, fie ca elipsoide de dimensiuni şi forme variate ;

brecii şi conglomerate calcaroase, polimictice, ce se prezintă în strate de obicei de 2-10 cm grosime mai rar ajungînd la 30-50 cm grosime ;

calcarenite, granoclasate adesea, în strate de 2-25 cm grosime ; calcarenitele pot înlocui gresiile calcaroase în ritmurile binare din pachetele cu caracter pronunţat flişoid.

Elementele constituente ale rocilor detritice grosiere sînt reprezentate practic de aceleaşi tipuri de roci ca şi în faciesul tipic. Am putut recunoaşte şisturi cloritoase, cuarţite, dolomite, calcare, cuarţ, cuarţite negre.

Principalele caractere care disting litofaciesul paratipic de cel tipic sînt : prezenţa stratificaţiei în rocile pelitice, caracterul adesea ritmic al alternanţelor de pelite şi psefite sau psamite ; proporţia redusă de klippe sedimentare şi roci bazice, deşi acestea nu lipsesc.

Cele două litofaciesuri ale Wildflysch-ului nu constituie două entităţi litostratigrafice suprapuse. În general faciesul tipic se dezvoltă în partea inferioară iar cel paratipic la partea superioară a formaţiunii de Wildflysch. Există însă cazuri în care cunoaştem litofaciesul paratipic dezvoltat în baza faciesului tipic (pîrîul Guşa, pîrîul Muntele Fagului etc.) (pl. VII) sau cînd cele două tipuri litologice alternează în pachete de grosimi aproape egale (Muntele Fagului) (pl. VII).

Institutul Geologic al României

*Klippele sedimentare* (*olistolite*). Materialul alohton în formaţiunea de Wildflysch este reprezentat de klippele sedimentare înglobate atît în litofaciesul tipic cît şi cel paratipic. Acest material alohton are dimensiuni foarte variabile de la cîţiva centimetri cubi pînă la mici masive calcaroase de peste 10.000 m$^3$. Elementele de dimensiuni mici, egale în general

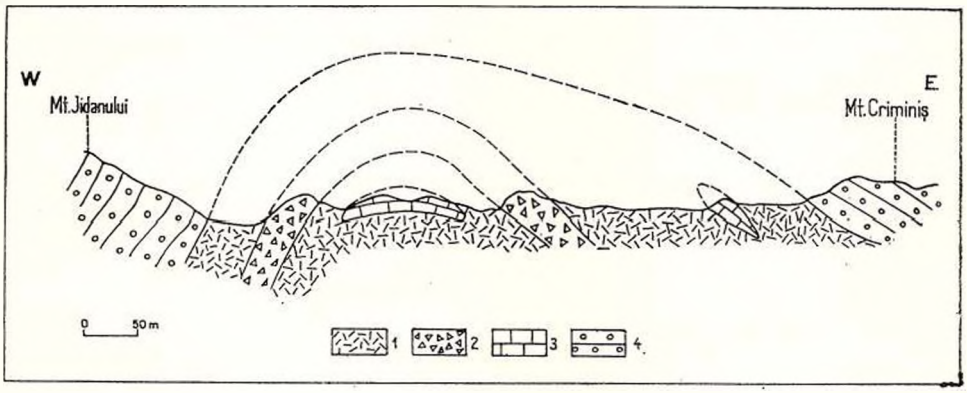



Fig.10. — Secţiune geologică între muntele Jidanului şi muntele Criminiş.

1, argile cu blocuri; 2, brecii; 3, olistolite; 4, conglomerate de Bîrnadu (1 + 2 = Barremian-Albian; 4 = Vraconian-Cenomanian).

Coupe géologique entre les Mont Jidanu et Criminiş.

1, argiles à blocs; 2, brèches; 3, olistolithes; 4, conglomérats de Bîrnadu (1 + 2 = Barrémien-Albien; 4 = Vraconien-Cénomanien).

cu fragmentele din conglomerate sau brecii sînt răspîndite mai mult sau mai puţin uniform în masa argilo-marnoasă a Wildflysch-ului. Klippele sedimentare sînt mai mari de 15-20 m$^3$. Ele se găsesc răspîndite neuniform în masa formaţiunii de Wildflysch predominînd net în litofaciesul tipic (fig. 10, 11, 12; pl. VII).

Am amintit şi descris la capitolele respective klippele sedimentare formate din roci triasice şi jurasic-inferioare şi medii. Cele mai numeroase klippe sedimentare din Wildflyschul pînzei bucovinice în sinclinalul Hăghimaş sînt însă alcătuite din calcare tithonic-neocomiene şi, mai puţin, din calcare urgoniene, identice cu depozitele de aceeaşi vîrstă din pînza de Hăghimaş.

Urmărind să stabilim prin studiul în secţiuni subţiri vîrsta klippelor de calcare masive am putut ajunge la următorul tabel :

Institutul Geologic al României

| Asociaţii micropaleontologice | | Vîrsta |
|---|---|---|
| 1. Tintinide<br>*Cladocoropsis mirabilis* Felix<br>Trocholinae (*alpina, elongata*)<br>*Baccinella irregularis* Radoic.<br>Miliolide<br>Crinoizi | | Tithon |
| 2. Corali<br>*Microcodium agregatum*<br>*Baccinella irregularis* Radoic.<br>Crinoizi<br>Oncolite | | Tithon? |
| 3. *Trocholina*<br>Oncolite<br>*Cayeuxia*<br>*Salpingoporella*<br>Miliolide<br>*Baccinella irregularis* Radoic. | *Trocholina*<br>*Cayeuxia*<br>*Nautiloculina*<br>*Pseudocyclaminna*<br>*Baccinella irregularis* Radoic. | Tithon-Neocomian |
| 4. *Orbitolina*<br>Chetetidae (*Ch. zonata*?)<br>*Baccinella irregularis* Radoic.<br>Pahiodonte mici<br>Crinoizi<br>*Macroporella*? | | Urgon |
| 5. Orbitoline<br>*Cayeuxia*<br>Crinoizi<br>*Nautiloculina*<br>*Baccinella irregularis* Radoic. | *Orbitolina*<br>*Acicularia*<br>*Baccinella irregularis* Radoic.<br>*Microcodium agregatum*<br>Crinoizi<br>*Archeolithothamnium* | Urgon |

Din păcate nu a putut fi determinată vîrsta tuturor klippelor, unele secţiuni neoferind material micropaleontologic caracteristic pentru a face precizări în acest sens. Din 87 klippe la care am putut determina vîrsta, 75 s-au dovedit a fi de vîrstă tithonic-neocomiană şi numai 12 urgoniene. Urmărind repartiţia în spaţiu a klippelor sedimentare putem observa că ele sînt mai numeroase şi mai frecvente pe flancul extern al sinclinalului deşi în unele sectoare (pîrîul Lapoş) sînt la fel de numeroase şi pe flancul intern.

Urmărind repartiţia pe verticală a klippelor sedimentare putem constata că nu există o grupare după vîrstă pe anumite nivele. Atît klippele tithonic-neocomiene cît şi cele urgoniene, ca şi cele triasice, se găsesc la diferite nivele stratigrafice în formaţiunea de Wildflysch.

Institutul Geologic al României

Comparînd repartiţia pe verticală a klippelor urgoniene cu vîrsta depozitelor în care sînt înglobate, care, aşa cum vom arăta mai departe este barremian-albiană, sîntem confruntaţi cu dificultatea explicării punerii în loc a klippelor de această vîrstă în nivele de vîrstă egală. Pentru a în-

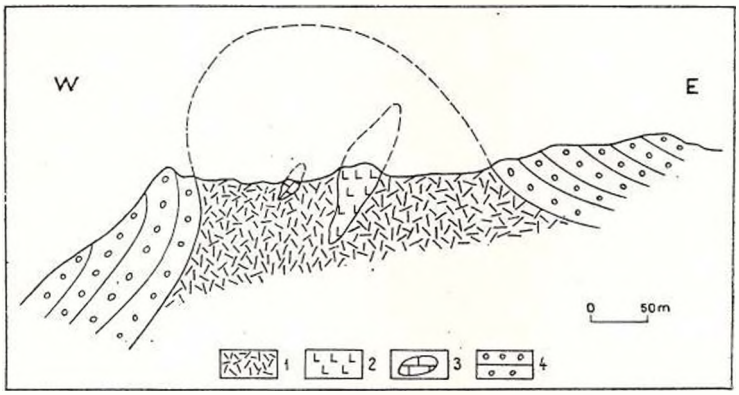



Fig.11. — Secţiune geologică la nord de muntele Muncelu.
1, argilă cu blocuri (Wildflysch); 2, serpentine (olistolit); 3, calcare tithonice (olistolit); 4, conglomerate de Bîrnadu.

Coupe géologique au nord du Mont Muncelu.
1, argiles à blocs (Wildflysch); 2, serpentines (olistolith); 3, calcaires tithoniques (olistolith); 4, conglomérats de Bîrnadu.

cerca să explicăm acest fapt este necesar să clarificăm procesul de formare a Wildflysch-ului în general.

Este aproape unanim admis astăzi că geneza formaţiunii de Wildflysch este controlată de procese importante de alunecări submarine. Atît caracterul haotic al litofaciesului tipic de Wildflysch cît şi prezenţa klippelor sedimentare pledează în acest sens. Corespondenţa perfectă ce există între depozitele ce alcătuiesc pînza Hăghimaşului şi cele din klippele sedimentare înglobate în Wildflysch arată clar sursa acestora din urmă. Nu există nici o dificultate în a imagina punerea în loc a klippelor formate din depozite mai vechi decît Barremianul care, desprinse din fruntea pînzei Hăghimaşului, au fost înglobate în formaţiunea de Wildflysch. Considerînd acelaşi proces pentru klippele urgoniene trebuie în mod cert avut în vedere procesul de formare şi diagenizare a calcarelor de această vîrstă şi abia apoi desprinderea lor din masa pînzei şi înglobarea lor în formaţiunea de Wildflysch. Este deci obligatoriu ca depozitele ce conţin klippele urgoniene să fie mai noi

Institutul Geologic al României

decît vîrsta depozitelor din klippe sau cel mult egale ca vîrstă. Din acest motiv sîntem înclinaţi să credem că în pînză nu avem reprezentat decît o parte din Urgon (fără Apţianul inferior — vezi p. 97), eventual numai Barremianul inferior şi că formaţiunea de Wildflysch începe numai în partea superioară a Barremianului.

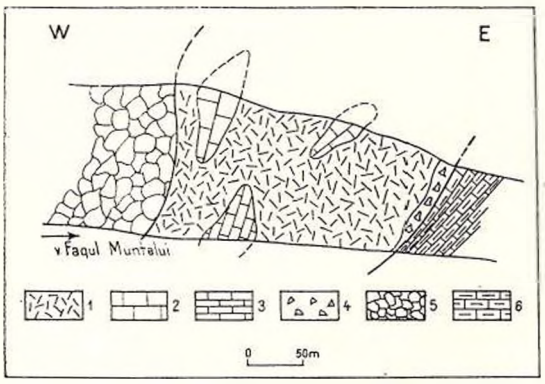



Fig.12. — Secţiune geologică în malul stîng al văii Fagul Muntelui.

Wildflysch: 1, argile cu blocuri; 2, calcare tithonice (olistolit); 3, strate de Campil (olistolit); 4, brecie; 5, megabrecie; strate de Lunca: 6, calcare şi marne.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée Fagul Muntelui.

Wildflysch: 1, argiles à blocs; 2, calcaires tithoniques (olistolith); 3, couches de Campil (olistolith); 4, brèches; 5, mégabrèches; couches de Lunca: 6, calcaires et marnocalcaires.

*Megabreciile.* Un depozit foarte caracteristic pentru formaţiunea de Wildflysch sînt megabreciile. Sub această denumire au fost descrise în sinclinalul Hăghimaş (Săndulescu, 1968, 1969; Patrulius et al., 1969) depozite grosiere, masive, cu dezvoltare lenticulară, a căror particularitate este determinată de structura lor. Este un depozit format prin aglomerarea unor blocuri de calcare de dimensiuni mari, uneori de mai mulţi metri diametru, de forme foarte variate, sudate între ele de alte fragmente mai mici din aceeaşi rocă. Uneori structura megabreciilor se poate observa la scara unui afloriment de 2-3 m², alteori datorită dimensiunilor extrem de mari, numai prin examinarea unor suprafeţe mai mari. De cele mai multe ori megabreciile sînt constituite exclusiv din blocuri de calcare jurasice şi cretacice. Există cazuri cînd la alcătuirea lor iau parte şi blocuri de diabaze şi melafire sau şi mai rar de roci necalcaroase de diferite vîrste (jurasice sau triasice). Uneori de asemenea între blocurile de calcar se poate forma o matrice grosieră, microbrecioasă care poate conţine şi fragmente de cuarţ.

Cele mai importante masive de megabrecie le-am întîlnit în muntele Stînjeni şi Piatra Hotarului la est de valea Bicăjelului. De asemenea mase importante de megabrecii am mai putut separa la vest, nord şi est de muntele Hăghieş, în bazinul pîrîului Lapoş, la sud de Trei Fîntîni în versantul

Institutul Geologic al României

drept al văii Bicăjelului, în Muntele Fagului şi la izvoarele pîrîului Valea Mare. Ele ocupă diverse poziţii stratigrafice însă cele mai importante mase de megabrecii sînt intercalate în porţiunea mediană şi superioară a formaţiunii de Wildflysch. Mai rar şi în lentile mai puţin importante megabreciile sînt prezente în partea inferioară a Wildflysch-ului. Faptul că

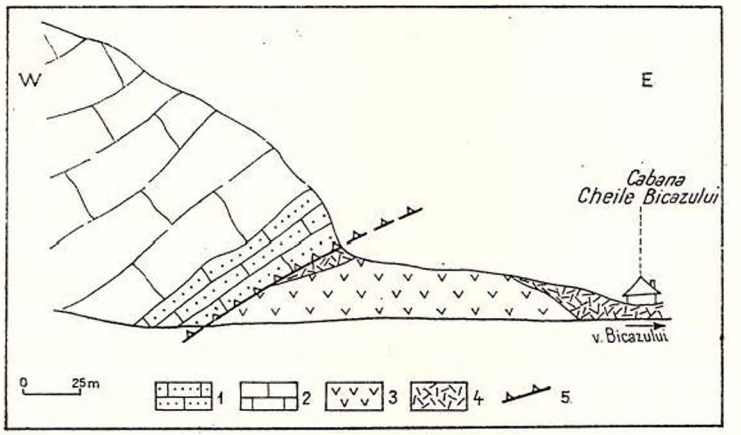



Fig.13. — Secţiune geologică în malul stîng al văii Bicazului la cabana „Cheile Bicazului".

1, gresii calcaroase (Kimmeridgian); 2, calcare masive (Tithonic); 3, diabaze şi melafire; 4, Wildflysch (Barremian-Albian); 5, pînză.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée du Bicaz, au chalêt „Cheile Bicazului".

1, grès calcaires (Kimmeridgien); 2, calcaires massifs (Tithonique); 3, dyabases et mélaphires; 4, Wildflysch (Barrémien-Albien); 5, nappe.

megabreciile sînt alcătuite aproape în exclusivitate din roci aparţinînd pînzei Hăghimaşului arată că formarea lor s-a făcut tot pe seama acestei stive. Ele par a reprezenta adevărate grohotişuri submarine formate pe seama seriei calcaroase din pînza Hăghimaşului. Ele s-au sedimentat foarte rapid, fapt care ar explica cel mai bine alcătuirea atît de omogenă a lor.

*Rocile bazice.* Atît Herbich (1878) cît şi Vadasz (1915) şi Uhlig (1903, 1907) au pledat pentru vîrsta cretacică a rocilor eruptive bazice întîlnite în diferite puncte din sinclinalul Hăghimaş. Atanasiu (1929) crede că poate distinge roci bazice de două vîrste: unele triasice, altele cretacice. De fapt rocile atribuite de acest autor Triasicului erau asociate Wildflysch-ului pe care el însă nu-l recunoscuse.

Institutul Geologic al României

Băncilă şi Papiu (1962) argumentează în detaliu asocierea rocilor bazice cu depozitele cretacic-inferioare, bazaţi pe prezenţa intercalaţiilor de jaspuri şi cinerite în acestea din urmă, jaspuri şi cinerite legate genetic de rocile bazice.

Cele mai răspîndite roci bazice asociate formaţiunii de Wildflysch sînt diabaze şi melafire. Ele se prezintă ca corpuri lenticulare sau filoane. Cel mai important corp de roci eruptive a fost descoperit de noi în valea Bicazului în amont de gura pîrîului Lapoş (fig. 13). În acest corp am putut observa numeroase forme de pilow-lava. Diabazele şi melafirele arată sub microscop o structură ofitică bine cunoscută. Melafirele au numeroase glomerule de calcit foarte caracteristice. Vîrsta lor cretacic-inferioară este dovedită de:

prezenţa cineritelor bazice intercalate în Wildflysch (fig. 9);

prezenţa jaspurilor;

prezenţa unor enclave de calcare urgoniene pe care le-am găsit la periferia masivului din valea Bicazului;

caracterul de intercalaţii lenticulare în depozitele Wildflysch-ului.

Mai puţin frecvente sînt serpentinitele. Ele apar sub forma unor corpuri lenticulare, alungite, înglobate în Wildflysch (fig. 11). Avînd în vedere faptul că este vorba de roci intrusive, pentru stabilirea vîrstei lor, nu putem lua în consideraţie aceleaşi criterii ca cele folosite pentru datarea rocilor bazice efuzive. Din această cauză stabilirea vîrstei serpentinitelor din sinclinalul Hăghimaş este o operaţie delicată. Pentru a încerca totuşi să avansăm în această problemă am făcut apel la regiuni învecinate unde roci asemănătoare au o dezvoltare mai mare şi unde vîrsta este mai bine cunoscută. În munţii Perşani de pildă ultimele cercetări (Patrulius, et al., 1966) au arătat că serpentinele şi gabbrourile fac parte din seria transilvană şi sînt de vîrstă triasică. Ele iau parte la alcătuirea pînzei Perşanilor, dar apar şi sub formă de klippe sedimentare în Wildflysch. Extrapolînd aceste fapte putem avansa ipoteza că şi în sinclinalul Hăghimaş serpentinele constituie klippe sedimentare în Wildflysch fiind de vîrstă triasică. Această ipoteză, credem, explică mai bine forma de zăcămînt a serpentinelor din Hăghimaş şi dimensiunile lor reduse.

**Vîrstă**

Din formaţiunea de Wildflysch au fost descrise următoarele resturi fosile: (1) din regiunea Piatra Luciului (N. Noszky, 1950):

*Rhynchonella bertheloti* Kil.

*Nucula pectinata* Sow. var. *caucasica* Mord.

Institutul Geologic al României

*Nucula* cf. *compressa* S o w.
*Arca neocomiensis* O r b.
*Arca* aff. *moreana* O r b.
*Arca* cf. *securis* O r b.
*Arca raulina* O r b.
*Trigonia undaticostata* S e g u.
*Trigonia fittoni* D e s h.
*Trigonia* cf. *diverticulata* O r b.
*Trigonia* aff. *ornata* O r b.
*Venicicardia* cf. *abtruncata* S t o l.
*Astarta* cf. *numismalis* O r b.
*Astarta* cf. *laticosta* D e s h.
*Astarta* cf. *incrassata* B r.
*Opis* cf. *mayoiri* P i c t. et C a m p.
*Isocardia* sp.
*Corbis cordiformis* (O r b.) L e y m.
*Cardium* cf. *lelegardense* P i c t. et R e n e v.
*Cardium* aff. *coniacium* O r b.
*Cyprina* cf. *ligeriensis* O r b.
*Cyprina* sp. aff. *forbesiana*
*Venus vassiacensis* O r b.
*Cytherea* cf. *intersisa* S t o l.
*Panopea schröederi* W a l l.
*Panopea elongatostriata* N o s z.
*Corbula striatula* S o w.
*Corbula* aff. *parvula* S t o l.
*Pinna* cf. *sulcifera* L e x n.
*Gervillia anceps* D e s h.
*Lima duphiniana* O r b.
*Pecten* sp. aff. *raduleides* S t o l.
*Janira atava* R o e m e r
*Janira neocomiensis* O r b.
*Janira* cf. *matheroniana* L o r.
*Janira corneta* O r b.
*Plicatula placunea* L a m.
*Spondylus* cf. *coquandianum* O r b.
*Ostrea* sp. aff. *carinata* L a m.
*Ostrea tuberculifera* K o c h. et D u n k.
*Mytilus* cf. *lanceolatus* S o w.
*Phasianella conula* S t o l.

Institutul Geologic al României

*Solarium* cf. *duphiniana* Leym.
*Cerithium neocomiensis* Orb.
*Chenopus* (*Drepanochilus*) aff. *calcaratus* Sow.
*Anochura carinata* Mont.
*Lathyrus* sp. ex. aff. *gracilis Bulla* (sp. ind.)
*Lytoceras* sp.
*Cicatrites* (?) sp.
*Phylloceras* sp.
*Desmoceras* cf. *difficile* Orb.
*Pulchellia pulchellis* Orb.

(2) din malul stîng al pîrîului Bicăjel în amont de Cheile Bicăjelului (Noszky, 1950):
*Orbitolina conica* Gras.
*Serpula* sp.
*Rhynchonella rostrata* Sow. var. *difformis* Leym.
*Rhynchonella multiformis* Roemer var. *ardesica* Jakob.
*Rhynchonella* aff. *renaixiana* Orb.
*Terebratula robertoni* Arch.
*Terebratula* cf. *dutempleana* Orb.

(3) din malul drept al pîrîului Bicăjel la intrarea în Cheile Bicăjelului (Noszky, 1950):
*Rhynchonella* aff. *reunauxiana* Orb.
*Corbis cordiformis* (Orb.) Leym.

(4) din valea Bicazului, în fereastra tectonică de la intrarea în Cheile Bicazului (Patrulius, 1960):
*Neithea atava*
*Coronatica aptiensis*
*Pseudocidaris crispicans*
*Petastes stellulatus*
*Goniopygus peltatus*
*Codiapsis lorini*

(5) din calcarenite intercalate în formaţiunea de Wildflysch (Atanasiu, 1928; Băncilă, 1941; Săndulescu, 1968):
*Orbitolina conica* Gras.
*Orbitolina lenticularis* Orb.
Noi am mai putut determina din aceleaşi brecii şi forme de *Dictioconus*.

(6) din valea Hăghimaşului (pîrîul Oii) (Preda, Pelin, 1963):
*Neohibolites ewaldi* (Stromb.)
*Neohibolites minimus* var. *obtusus* Stol.
*Neohibolites minimus* var. *oblongus* Stol.

Institutul Geologic al României

(7) din mai multe profile micropaleontologice colectate în formaţiunea de Wildflysch (J a n a S ă n d u l e s c u, 1969):

în bază o asociaţie cu:
*Trocholina* cf. *fribourgensis* G u i l l. et R e i c h.
*Trocholina paucigranulata* M o u l l.
în partea mediană o asociaţie cu:
*Hedbergella planispira* (T a p a n)
*Hedbergella trochoidea* (G a n d o l f i)
*Hedbergella infracretacea* (G l a e s n e r) etc.
urmată de o asociaţie de aglutinante cu:
*Plectorecurvoides alternans* G e r o c h
*Haplophragmoides gigas minor* N a u s.
*Textularia foeda* R e u s s
*Arenobulimina chapmanii* (C u s h.)
*Haplophragmoides concavus* (C h a p.)

Macrofauna cu excepţia Neohiboliţilor arată o vîrstă generală barremian-apţiană. Din formele macrofosile reţinem în special *Desmoceras* cf. *difficile* O r b. şi *Pulchellia pulchellus* O r b. forme ce indică Barremianul. Orbitolinele citate sînt răspîndite din Barremian pînă în Apţian. De asemenea asociaţia microfaunistică cu Trocholine este de vîrstă barremian-apţian inferioară. Ţinînd seama de cele de mai sus putem afirma că este certă prezenţa Barremian-Apţianului în faciesul de Wildflysch. Nu putem preciza cît din Barremian este reprezentat dar ţinînd seama de prezenţa klippelor urgoniene şi în nivelele inferioare ale formaţiunii de Wildflysch am putea deduce (vezi p.108) că cel puţin partea inferioară a Barremianului ar lipsi.

Pentru prezenţa Albianului pledează fauna cu *Neohibolites* şi asociaţiile micropaleontologice medie şi superioară.

### VRACONIAN-CENOMANIAN

### (Conglomeratele de Bîrnadu)

Depozitele grosiere conglomeratic-grezoase pe care le atribuim Vraconian-Cenomanianului reprezintă formaţiuni post-tectonice. Ele acoperă transgresiv şi discordant atît pînza Hăghimaşului cît şi pînza bucovinică.

#### Istoric

H e r b i c h (1878), U h l i g (1903, 1907) ca şi V a d a s z (1915) au menţionat depozite cretacic-superioare în sinclinalul Hăghimaş. Ei înglobau la acestea cea mai mare parte a formaţiunii de Wildflysch şi con-



Institutul Geologic al României

glomeratele de Bîrnadu, aşa cum sînt separate de noi. B ă n c i l ă (1941) atribuie „stratelor cu orbitoline" vîrsta Albian-Cenomanian, admiţînd deci şi prezenţa Cretacicului superior în sinclinalul Hăghimaş. Nici acest autor însă nu a separat conglomeratele post-tectonice de formaţiunea de Wildflysch. Separînd conglomeratele de Bîrnadu (S ă n d u l e s c u, 1969) şi precizînd caracterul lor post-tectonic am reuşit să conturăm mai precis depozitele cretacic-superioare din sinclinalul Hăghimaş.

**Răspîndire**

Conglomeratele de Bîrnadu ocupă suprafeţe importante la nord de valea Bicazului în muntele Criminiş şi Munticelu dar mai ales în muntele Ciurgău şi muntele Jidanului. La această paralelă ele ocupă toată lăţimea sinclinalului Hăghimaş aşezîndu-se transgresiv pe şisturile cristaline de pe ambele flancuri; zona lor de aflorare se îngustează treptat din valea Caprei spre nord unde se restrînge la muntele Fetele şi Hăghieş. Pe versantul estic al acestuia din urmă am mai putut contura două calote de conglomerate de Bîrnadu.

La sud de valea Bicazului conglomeratele de Bîrnadu se mai urmăresc ca o fîşie destul de îngustă la vest de muntele Surduc, pentru a dispărea în dreptul Pietrii Luciului. Ele reapar în versantul dreapta (estic) al văii Bicăjelului în dreptul localităţii Trei Fîntîni, de unde se continuă peste muntele Vete şi ocupînd o suprafaţă din ce în ce mai largă, pe la izvoarele pîrîului Vete şi Bicăjel pînă pe versantul estic al muntelui Piatra Crăpată la vest de muntele Javardi şi ocupînd tot bazinul superior al pîrîului Javardi.

**Orizontare**

a) *Litologie.* La alcătuirea depozitelor vracono-cenomaniene iau parte două tipuri de depozite detritice: conglomerate şi gresii.

Conglomeratele sînt cele mai răspîndite roci în formaţiunea vraconocenomaniană. Ele sînt în general de tipul polimictic, cu ciment grezos, argilo-marnos sau calcaros, uneori glauconitic. Elementele componente sînt reprezentate de:

calcare, cenuşii, albicioase sau roşii, de vîrstă kimmeridgiană, tithonic-neocomiană sau urgoniană:

dolomite triasice;

calcare nisipoase mediojurasice;

diabaze şi melafire;

şisturi cristaline mezo- şi epizonale.

Institutul Geologic al României

După cum se vede examinînd enumerarea de mai sus sînt prezente în conglomeratele de Bîrnadu fragmente remaniate atît din pînza de Hăghimaş cît şi din pînza bucovinică.

În faciesul polimictic am întîlnit în muntele Ciurgău şi în muntele Munticelu blocuri foarte mari de calcare tithonic-neocomiene şi urgoniene. Ele au între 200 $m^3$ şi 50.000 $m^3$ (în muntele Munticelul) şi au forma obişnuită a klippelor sedimentare. Aria de răspîndire limitată şi poziţia lor apropiată de marginea de eroziune a pînzei Hăghimaşului ne face să considerăm că geneza acestor klippe este diferită de aceea a celor înglobate în formaţiunea de Wildflysch şi anume considerăm că ele sînt efectul proceselor de eroziune care au determinat detaşarea lor din masa pînzei, transportul lor fiind foarte scurt uneori probabil de numai cîţiva zeci sau sute de metri. Sîntem înclinaţi să numim aceste klippe sedimentare — klippe sedimentare de eroziune pentru a le deosebi de klippele sedimentare înglobate în formaţiunea de Wildflysch, care au suferit un transport pe o distanţă mai mare, transport determinat mai ales de procesele de alunecări submarine. Pentru acestea din urmă propunem denumirea de klippe sedimentare de alunecare.

În afară de conglomeratele polimictice, dar mult mai puţin răspîndite sînt conglomeratele oligomictice formate mai ales din fragmente de cuarţ, şi o proporţie foarte redusă de şisturi cristaline. Aceste conglomerate sînt înlocuite foarte adesea de gresii de asemenea oligomictice, echigranulare. Ele au desigur o sursă mai îndepărtată decît rocile polimictice, sortarea lor fiind mult mai avansată.

Gresiile se dezvoltă mai ales în partea cea mai sudică a regiunii cercetate de noi, în bazinul superior al văii Javardi. Aici ele invadează pe toată grosimea lor, depozitele vracono-cenomaniene.

Trecerile laterale de la un tip litologic la altul sînt foarte frecvente pentru depozitele vraconian-cenomaniene, fapt întîlnit adesea în cadrul cuverturilor post-tectonice alimentate în general de un relief tînăr şi variat.

Intercalaţiile de roci pelitice sînt rare în conglomeratele de Bîrnadu şi niciodată nu depăşesc cîţiva metri grosime.

b) *Vîrstă.* În intercalaţiile pelitice din conglomeratele de Bîrnadu, J. Săndulescu (1969) a întîlnit o microfaună cu :

*Rotalipora greenhornensis* (Morrow.)
*Rotalipora* cf. *appeninnica* (Renz.)
*Rotalipora* gr. *cushmani-turonica*
*Epistomina supracretacea* Tamm.
*Spiroplectammina elongata* Barn.

Institutul Geologic al României

*Lenticulina* (*Lenticulina*) *navicula* (d'Orb.)
*Lenticulina* (*L.*) *exarata* (Hagen.)
*Lenticulina* (*L.*) *gaultina* (Berth.)
*Lenticulina* (*Astacolus*) *grata* (Reuss)
*Lenticulina* (*L.*) *subangulata* (Reuss)
*Lenticulina* (*L.*) *saxocretacea* Bartenst.
*Lenticulina* (*L.*) *gibba* d'Orb.
*Lenticulina* (*L.*) *acuta* (Reuss)
*Lenticulina* (*L.*) *lepida* (Reuss)
*Lenticulina* (*L.*) *secans* (Reuss)
*Gavelinella* ex. gr. *G. intermedia-flandrini*

Vîrsta acestei microfaune este cenomaniană (J. Săndulescu, 1969). Ea se găseşte la 320 m deasupra bazei conglomeratelor de Bîrnadu a căror grosime totală ajunge pînă la 600-700 m. Deşi nu avem argumente paleontologice directe considerăm că în partea inferioară a conglomeratelor de Bîrnadu este cuprins şi Vraconianul bazaţi pe considerente paleogeografice regionale. Peste tot în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali transgresiunea post-albiană, care este generală în toate sectoarele, începe cu Vraconianul, asociat totdeauna cu Cenomanianul.

Faciesul Vraconian-Cenomanianului din sinclinalul Hăghimaş se întîlneşte aproape peste tot la baza cuverturii post-tectonice a zonei cristalino-mezozoice : în masivul Postăvaru, culoarul Vlădeni şi munţii Perşani (conglomerate de Postăvaru — Săndulescu, 1964, 1967), în sinclinalul Glodu (Mutihac, 1959), în munţii Bîrgăului (Atanasiu et al., 1956).

## IV. TECTONICA

Înainte de a trece la analiza structurii sinclinalului Hăghimaş este necesar să reamintim principalele concepţii tectonice asupra acestui sector al zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. Multe dintre ele nu s-au referit exclusiv la sinclinalul Hăghimaş, ci au privit întregul masiv maramureşan.

Uhlig (1907) este primul care aplică teoria şariajelor în zona cristalino-mezozoică, deşi cu cîţiva ani înainte (Uhlig, 1903) pledase pentru structura normală a acesteia. El distinge două pînze suprapuse; pînza bucovinică alcătuită din : şisturi cristaline, Verrucano (cuarţite şi dolomite), strate cu jaspuri, şisturi negricioase şi Tithonic-Neocomian marnos-nisipos şi pînza transilvană formată numai din depozite mezozoice :

Institutul Geologic al României

strate de Werfen, calcare medio-triasice, calcare de Hallstatt, calcare neotriasice şi jurasice, calcare kimmeridgiene cu *A. acanthicum*, calcare coraligene tithonic-neocomiene. Momentul punerii în loc a acestor pînze este după U h l i g ante-cenomanian (mezocretacic). U h l i g consideră pînza transilvană, lipsită de şisturi cristaline o pînză de supracutare şi o compară cu pînzele subtatrice. Din sensul în care a înţeles U h l i g cele două pînze se păstrează astăzi în special sensul genetic al lor întrucît conţinutul stratigrafic s-a schimbat uneori esenţial. Trebuie remarcat faptul că U h l i g a intuit foarte just cauza caracterului discontinuu şi a dimen. siunilor reduse a klippelor triasice, pe care le lega de fenomenele de şariaj-

A t a n a s i u (1929), M a c o v e i (1927) şi B ă n c i l ă (1941) consideră că în sinclinalul Hăghimaş există o singură serie mezozoică, depusă normal pe subasmentul cristalin. În această serie se poate urmări o succesiune aproape continuă triasic-neocretacică în care se disting trei cicluri de sedimentare. Accidentele tectonice nu depăşesc gradul faliilor de încălecare ; multe dintre ele au vergenţă vestică. Această vergenţă l-a determinat pe A t a n a s i u (1929) să considere cutarea zonei cristalino-mezozoice de tip altaic, ca o reflectare a cutării mai vechi a şisturilor cristaline. Autorii citaţi nu ţin seama de existenţa, în cadrul formaţiunilor mezozoice a unor depozite sincrone dar de facies diferit, ca de exemplu cuarţitele şi dolomitele werfeniene pe de o parte şi stratele de Werfen pe de alta, sau Liasicul de Adneth şi Liasicul de la Lacul Roşu, sau Tithonic-Neocomianul cu tintinide (pelagic) şi cel calcaros masiv de tip Stramberg ; ei explică aceste fapte prin schimbări repetate de facies. Această concepţie „normalistă" a dăinuit mult timp fiind încă acceptată de unii autori pînă astăzi (P r e d a, P e l i n).

P o p e s c u - V o i t e ş t i (1928) criticînd concepţia lui A t a n a s i u reia ideile lui U h l i g pledînd pentru existenţa în cadrul zonei cristalino-mezozoice a două pînze : bucovinică şi transilvană. El schimbă însă sensul acordat acestora de autorul lor înglobînd în pînza transilvană seriile mezozonale şi depozitele mezozoice suportate de ele, în pînza bucovinică, păstrînd, numai seriile epimetamorfice. Concepţia lui P o p e s c u - V o i t e ş t i, se bazează pe poziţia sinclinală a şisturilor mezometamorfice, deasupra celor epimetamorfice. Această poziţie este confirmată de S t r e c k e i s e n (1933) şi mai tîrziu de K r ă u t n e r (1938) şi B ă n c i l ă (1941). Pentru ultimii trei autori citaţi şariajul grupului I (mezometamorfic) peste grupul II(epimetamorfic) era însă vîrsta hercinică şi nu alpină, cuvertura mezozoică rămînînd pentru ei alcătuită dintr-o singură serie sedimentară.

P r e d a (1940, 1953) consideră seriile cristaline ca formînd autohtonul a două pînze de decolare formate din depozitele mezozoice de deasupra

Institutul Geologic al României

lor. Aceste două pînze a căror formare o leagă de fazele chimerice sînt: pînza calcarelor de Hallstatt sau „parautohtonul" şi pînza stratelor de Werfen. Elementul principal al primei este „seria neagră" pe care P r e d a o consideră mai întîi liasică (P r e d a, 1940) iar apoi triasică, în care caz ca ar fi echivalentă cu stratele de Luntz (P r e d a, 1953). În sinclinalul Hăghimaş „seria neagră", corespunde formaţiunii de Wildflysch.

B ă n c i l ă (1958) înglobează întreaga zonă cristalino-mezozoică la unitatea centrală pe care o consideră a fi şariată peste zona flişului în lungul liniei centrale. Această linie este plasată în sectorul de care ne ocupăm la exteriorul cristalinului din „creasta" Dămucului, iar la sud de aceasta între formaţiunea de Wildflysch şi „stratele de Sinaia" din anticlinalul Lunca.

Cercetările noastre ne-au condus la elaborarea unei scheme tectonice în care distingem în sectorul din zona cristalino-mezozoică, pe care l-am studiat, mai multe pînze de vîrstă alpină suprapuse. Acestea sînt de jos în sus: pînza sub-bucovinică, pînza bucovinică şi pînza de Hăghimaş. Primele două sînt alcătuite din şisturi cristaline şi depozite mezozoice antecenomaniene, ultima numai din depozite mezozoice. Încadrînd aceste unităţi în ansamblul structural al Carpaţilor Orientali am distins (S ă n d u l e s c u, 1967) un sistem de pînze centrale (sub-bucovinică şi bucovinică) de tipul pînzelor de forfecare (pînze de şariaj de gradul II) şi un sistem al pînzelor transilvane (pînza de Hăghimaş şi pînza de Perşani) de tipul pînzelor de decolare (pînze de şariaj de gradul III).

### Tectonica ante-alpină a şisturilor cristaline

Deşi nu ne-am ocupat în detaliu de studiul şisturilor cristaline considerăm necesar să abordăm, chiar numai în linii mari, problema structurii lor şi în special a raporturilor între seriile mezozonale şi epizonale. Fără anumite precizări de această natură este greu de înţeles structura alpină a zonei cristalino-mezozoice, sau se pot face multe confuzii privind conţinutul pînzelor alpine.

În primul rînd trebuie precizat că cel puţin în partea sudică a zonei cristalino-mezozoice, există două serii mezozonale: seria de Bistriţa-Barnar şi seria gnaiselor de Rarău (M u r e ş a n, 1967; M u r e ş a n şi M u r e ş a n — în B e r c i a et al., 1970)[24].

Seria de Bistriţa-Barnar ocupă o poziţie geometrică şi stratigrafică inferioară seriei epizonale de Tulgheş. Ea constituie sîmburele unor anticli-

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

Institutul Geologic al României

nale mari ale căror flancuri, complicate de falii sînt alcătuite din şisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheş. Seria de Bistriţa-Barnar şi seria de Tulgheş constituie două elemente ale aceluiaşi ciclu metamorfic. Acest fapt este susţinut în ultimul timp de Streckeisen (1968), Mureşan şi Mureşan (în Bercia et al., 1970)[25] care admit o trecere gradată de la o serie la alta. Rădulescu (în Ianovici et al., 1968) în schimb consideră seria de Tulgheş transgresivă pe seria de Bistriţa-Barnar şi într-un caz şi în celălalt, raporturile între cele două serii sînt considerate ca fiind de superpoziţie normală.

Seria gnaiselor de Rarău, dezvoltată numai în partea estică a zonei cristalino-mezozoice ocupă o poziţie geometric-superioară seriei de Tulgheş faţă de care are şi o vîrstă mai veche. Această superpoziţie anormală a seriei gnaiselor de Rarău a fost subliniată de mai mulţi cercetători în decursul timpului: Popescu-Voiteşti (1928), Streckeisen (1933), Kräutner (1938), Băncilă (1941), Dessila-Codarcea (1966), Mureşan (1967). Poziţia sinclinală a seriei gnaiselor de Rarău, deasupra seriei de Tulgheş este evidentă în regiunea Tulgheş, imediat la nord de valea Bistricioarei. Lucrări miniere şi de foraj executate în această regiune au confirmat poziţia anormală a seriei gnaiselor de Rarău.

În perimetrul cercetat de noi contactul între seria gnaiselor de Rarău şi seria de Tulgheş a putut fi urmărit numai pe flancul estic al sinclinalului Hăghimaş, în lungul „crestei" Dămucului.

La nord de valea Toşorogului, seria gnaiselor de Rarău are o poziţie superioară seriei de Tulgheş, evidentă în special în Bîtca Rotundă. De aici spre sud contactul se apropie de verticală pentru ca de la nord de valea Ţepeşeni să se răstoarne şi să aibă o înclinare destul de pronunţată spre est. Această poziţie a planului de contact se păstrează pînă în partea de sud a „crestei" Dămucului, înclinarea lui variind ca valoare, dar avînd totdeauna sensul spre est. Bazaţi pe raporturile geometrice menţionate mai sus, unii autori (Atanasiu, 1929; Ianovici şi Ionescu, 1966) au considerat seria de Tulgheş ca fiind suportată normal de seria gnaiselor de Rarău. Împotriva unei astfel de interpretări se ridică însă următoarele fapte:

analizat longitudinal contactul, aparent normal între seria de Tulgheş şi seria gnaiselor de Rarău trece treptat la un contact anormal, fără a se putea observa o schimbare a caracterului său;

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

Institutul Geologic al României

seria de Tulgheş ia contact cu seria gnaiselor de Rarău prin nivelele sale superioare şi nu prin orizontul său inferior cum ar trebui în cazul unui contact normal;

nu se cunoaşte nicăieri, în zona cristalino-mezozoică o situaţie în care seria gnaiselor de Rarău să suporte partea inferioară a seriei de Tulgheş;

în sectoarele în care contactul dintre seria gnaiselor de Rarău şi seria de Tulgheş înclină spre est se observă o răsturnare cu vergenţă vestică a flancului extern al sinclinalului Hăghimaş în ansamblul său. Acest fenomen este vizibil mai ales în partea sudică a „crestei" Dămucului în sectorul cuprins între Bîtca Neagră şi valea Guşa;

la contactul cu seria de Tulgheş se observă în seria de Rarău un fenomen de diaftoreză, însoţit adesea de brecifieri şi laminări tectonice evidente.

Avînd în vedere toate faptele de mai sus sîntem îndreptăţiţi să ne raliem ipotezei în care contactul între seria gnaiselor de Rarău şi seria de Tulgheş este interpretat ca un contact tectonic. Înclinarea planului de contact spre est în anumite sectoare se datoreşte unor deformări ulterioare formării lui, deformări ce au adus seria de Tulgheş iniţial geometric inferioară seriei gnaiselor de Rarău, într-o poziţie superioară acesteia.

La vest de sinclinalul Hăghimaş contactul între cele două serii este admis de toţi cercetătorii ca fiind de natură tectonică, seria gnaiselor de Rarău încălecînd seria de Tulgheş.

Analizate regional toate faptele expuse mai sus sînt evidente pentru a admite existenţa superpoziţiei tectonice într-o pînză de şariaj a seriei gnaiselor de Rarău peste seria de Tulgheş. De altfel cum am amintit mai sus şi lucrări miniere au dovedit aceasta.

Pînza de şariaj a gnaiselor de Rarău este de altfel un element structural major al zonei cristalino-mezozoice ea fiind dezvoltată nu numai în regiunea sinclinalului Hăghimaş ci şi în jurul sinclinalului Rarău (K r ă u t n e r, 1938; D e s s i l a-C o d a r c e a, 1966; J o j a et al., 1968; B e r c i a et al., 1970)[26].

Dacă problema existenţei pînzei gnaiselor de Rarău este practic rezolvată, rămîne încă în discuţie vîrsta punerii în loc a acesteia. Două ipoteze au fost avansate pînă acum : (1) pînza este de vîrstă alpină (P o p e s c u-V o i t e ş t i, 1928; J o j a et al., 1968; M u r e ş a n, 1967) sau (2) pînza este de vîrstă prealpină, respectiv hercinică (S t r e c k e i s e n, 1933; K r ă u t n e r, 1938). Noi ne raliem, din motive pe care le vom expune mai jos, celei de a doua ipoteze. Pentru aceasta vom enumera următoarele argumente :

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

Institutul Geologic al României

nicăieri pe suprafaţa de şariaj nu se cunosc prinse între seria gnaiselor de Rarău şi seria de Tulgheş depozite sedimentare sau metamorfice de vîrstă mezozoică sau mai nouă. Atît în regiunea Hăghimaş cît şi în Rarău seria gnaisică se aşază, tectonic, nemijlocit peste seria de Tulgheş;

formaţiunile sedimentare mezozoice se aşază transgresiv peste contactul tectonic dintre cele două serii. În regiunea studiată de noi această situaţie se poate observa în „creasta" Dămucului, la sud de pîrîul Guşa unde dolomitele anisiene, avînd în bază şi cuarţite werfeniene, repauzează deopotrivă pe seria gnaiselor de Rarău şi pe seria de Tulgheş. De asemenea stratele de Lunca acoperă discordant şi neîntrerupt întregul periclin al crestei Dămucului, blocînd mişcarea ce s-ar putea presupune că s-a produs pe planul de şariaj al pînzei gnaiselor de Rarău. Interpretarea dată de M u r e ş a n (1967) în această regiune contravine evident datelor de teren întrerupînd fără nici un motiv continuitatea stratelor de Lunca şi neţinînd seama de p oziţia transgresivă a cuverturii triasice. O situaţie asemănătoare se poate ob serva şi pe periclinul sudic al sinclinalului Rarău unde cel puţin o pa rte a depozitelor mezozoice precenomaniene stau transgresiv peste contactul între seria gnaiselor de Rarău şi seria de Tulgheş (I l i e, 1958; M u t i h a c, 1968).

pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş, la sud de regiunea cercetată de noi în zona Mihăileni o formaţiune sedimentară recent pusă în evidenţă sub numele de breciile de Hăghimaş (M u r e ş a n 1970) şi atribuită Permianului sau Carboniferului superior, se aşază transgresiv atît peste seria de Tulgheş cît şi peste seria gnaiselor de Rarău, acoperind contactul tectonic între acestea două;

ultimele manifestări magmatice legate de procesele ce au dus la formarea masivului Ditrău străpung atît seria de Tulgheş cît şi seria gnaiselor de Rarău marcînd faptul că punerea în loc a pînzei gnaiselor este anterioară lor. Vîrsta hercinică a proceselor magmatogene de la Ditrău a fost dovedită prin măsurători radiometrice (I o n e s c u et al., 1966) care au indicat vîrste cuprinse între 326 M.A. şi 297 M.A. pentru masa principală a masivului. Filoanele de lamprofire legate de acelaşi ciclu magmatic şi care străbat deopotrivă cele două serii pot fi puţin mai noi fără a depăşi însă vîrsta paleozoică, întrucît nicăieri nu străbat depozitele triasice ce acoperă normal gnaisele de Rarău.

Argumentele expuse mai sus arată suficient de clar, că mişcarea de încălecare în lungul planului de şariaj a fost blocată înainte de Mezozoic. Sîntem deci îndreptăţiţi să acordăm pînzei gnaiselor de Rarău o vîrstă ante-alpină. Considerăm ca şi K r ă u t n e r şi S t r e c k e i s e n că pînza este de vîrstă hercinică în special datorită faptului că acoperă cel puţin

Institutul Geologic al României

în parte masivul sienitic de la Ditrău și că punerea ei în loc este posterioară metamorfismului seriei de Tulgheș care ia contact prin diferiți termeni stratigrafici cu planul de șariaj al pînzei. Nu este exclus ca mobilizarea soluțiilor magmatice care au generat masivul de la Ditrău să fie legate de aceeași fază tectogenetică care a generat pînza. În sprijinul acestei ipoteze vine și faptul că ultimele produse ale ciclului magmatic străbat planul de șariaj, în timp ce primele sînt situate dedesubtul lui.

O altă problemă legată de tectonica ante-alpină a regiunii studiate este vergența pînzei gnaiselor de Rarău. Pentru a aborda această chestiune este necesar să ne imaginăm repartiția spațială a seriilor cristaline înainte de deformările alpine. Pînza gnaiselor de Rarău face parte din corpul pînzei bucovinice așa încît prin „desfășurarea" pînzelor alpine ea va ocupa poziția pe care a avut-o zona de sedimentare bucovinică înainte de deformarea alpină (fig. 20). În această situație două ipoteze pot fi luate în considerare : pînza gnaiselor de Rarău are o vergență estică sau una vestică. Indiferent de vîrsta pe care au acordat-o șariajului pînzei gnaiselor de Rarău toți cercetătorii au adoptat prima soluție. Cercetări recente făcute în munții Rodnei (K r ä u t n e r și K r ä u t n e r, 1969) și care arată că tectogeneza hercinică s-a manifestat prin deformări cu vergențe vestice, ne-au făcut să înclinăm spre posibilitatea interpretării pînzei gnaiselor de Rarău ca o pînză cu vergență vestică. În această ipoteză zona primară de dezvoltare a seriei de Rarău era situată la est de aria ocupată de seria de Tulgheș și de seria de Bistrița-Barnar din patul acesteia. Ipoteza este sprijinită de asemănarea petrografică și metamorfică între seria gnaiselor de Rarău și seria de Bretila. Ultima se dezvoltă în unitățile tectonice inferioare pînzei sub-bucovinice din munții Bistriței, deci în unitățile tectonice situate implicit la exteriorul acesteia, deci și la exteriorul pînzei bucovinice (fig. 20). „Desfășurate" în acest mod zonele „paleogeografice" ale seriilor metamorfice din Carpații Orientali au o unitate evident mai mare decît dacă am considera aria de dezvoltare primară a seriei gnaiselor de Rarău la vest de cea a seriei de Tulgheș în care caz două serii identice (gnaisele de Rarău și seria de Bretila) ocupă pozițiile extreme, deci cele mai îndepărtate.

Evident că problema vergenței pînzei gnaiselor de Rarău mai comportă încă discuții. Am dorit numai să prezentăm ipoteza pe care o considerăm, în stadiul actual al cunoștințelor, cea mai argumentată bazați pe faptul că (1) vergența vestică a deformărilor hercinice a mai fost dovedită într-un sector al Carpaților Orientali (munții Rodnei) și că (2) în ipoteza vergenței vestice a pînzei gnaiselor de Rarău schema repartiției primare a seriilor metamorfice are mai multă unitate.

Institutul Geologic al României

### Tectonica pînzei bucovinice

Cea mai mare parte a regiunii cercetate de noi este ocupată de formațiunile ce alcătuiesc pînza bucovinică, situație care ne-a permis un studiu amănunțit al structurii de detaliu a acesteia.

În pînza bucovinică se pot distinge structuri de vîrste diferite. Deformarea principală a avut loc după depunerea Wildflysch-ului și înaintea sedimentării conglomeratelor de Bîrnadu, putîndu-se încadra deci, în faza mezocretacică. Deformările mai vechi se pot grupa în trei faze diferite și anume: una cuprinsă între Liasicul inferior și Aalenian sau Toarcian corespunzînd aproximativ fazei donețt, a doua înaintea depunerii stratelor de Lunca corespunzînd fazei nevadiene, iar a treia înaintea Barremianului și după Valanginian-Hauterivian corespunzînd fazei austro-alpine.

Toate aceste faze sînt marcate de discordanțe unghiulare. În afara acestea, se mai pot observa discordanțe simple pe care le punem în legătură cu mișcări verticale pozitive, de ridicare, însoțite de perioade mai mult sau mai puțin lungi de eroziune.

#### Discordanțe intratriasice

Prima discontinuitate în succesiunea Triasicului bucovinic se plasează între depozitele seisiene și cele campiliene adică între gresiile și conglomeratele cuarțitice cu care debutează Triasicul și baza dolomitelor masive. Ea este marcată de dezvoltarea discontinuă, lacunară, a depozitelor cuarțitice. Ca urmare a acestui fapt dolomitele se așază pe suprafețe mari, direct pe șisturile cristaline. Am arătat și cu altă ocazie (S ă n d u l e s c u, 1969) că discontinuitatea intrawerfeniană este accentuată pe alocuri de o decolare a dolomitelor pe substratul lor, decolare însoțită de o îngrămădire a depozitelor cuarțitice subțiri în nucleul unor mici anticlinale „diapire" străpunse în masa dolomitelor (valea Bicazului sub Piatra Pînțărenilor, fig. 14, izvoarele pîrîului Suhardu; muntele Lapoș; muchea sudică a muntelui Chicera). Formarea acestor mici structuri „diapire" este evident legată de o deformare post-anisiană, ulterioară depunerii dolomitelor.

Între dolomitele anisiene și calcarele ladiniene apare cea de-a doua discontinuitate din succesiunea Triasicului bucovinic. Este greu de precizat, avînd în vedere masivitatea dolomitelor, dacă această discontinuitate corespunde unei discordanțe simple sau unghiulare. Prima ipoteză ni se pare mai apropiată de adevăr întrucît limita inferioară a calcarelor este paralelă cu acea a dolomitelor. Excepție face regiunea muntelui Cupașu unde calcarele stau discordant atît pe șisturile cristaline cît și pe cuarțitele seisiene și pe dolomitele campilian-anisiene. Grosimea sensibil diferită a

Institutul Geologic al României

dolomitelor din patul calcarelor ladiniene evidenţiază destul de clar existenţa unei perioade de eroziune care a însoţit întreruperea în sedimentare. Aşezarea calcarelor direct pe şisturile cristaline subliniază acest fapt.

Deasupra calcarelor ladiniene nu mai apare nici o discontinuitate evidentă pînă în acoperişul calcarelor oolitice feruginoase eoliasice.

În ipoteza vîrstei exclusiv carniene a orizontului dolomitic-calcaros s-ar mai evidenţia încă o discordanţă simplă în baza Liasicului inferior, marcată de lipsa Norianului şi Rhetianului. În orice caz această discordanţă, dacă există, este slab exprimată întrucît spre deosebire de celelalte cazuri analizate mai sus depozitele liasic-inferioare nu depăşesc niciodată aria de dezvoltare a celor neotriasice.

**Structuri legate de faza doneţ**

După depunerea Liasicului inferior zona corespunzătoare pînzei bucovinice a fost deformată, luînd naştere cute a căror flancuri aveau înclinări pînă la 40-50°. Acest fapt este evident pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş în regiunea Lacul Roşu. Aici pe pîraiele Suhardului, (fig. 2), muntele Calului, Ghilcoş şi pe marginea nordică a lacului (fig. 5), depozitele mediojurasice se aştern discordant sub un unghi de 30-50° pe cele triasice şi liasice.

Extrapolînd, sub depozitele mai noi jurasice şi cretacice, datele cunoscute la suprafaţă pe cele două flancuri şi în special pe cel vestic obţinem imaginea cutelor născute în faza doneţ (fig. 1). Se observă că în general aceste structuri au o orientare nord-sud, asemănătoare cu acea a elementelor structurale născute în faza paroxismală. Din analiza schiţei depozitelor ante-doggeriene se mai poate trage concluzia că o parte din faliile transversale ce se cunosc în sinclinalul Hăghimaş s-au format înaintea fazei paroxismale. Ele au rejucat şi mai tîrziu chiar în timpul deformărilor post-paroxismale. Concluzia de mai sus se bazează mai ales pe faptul că de o parte şi de alta a faliilor considerate, depozitele mediojurasice se aşază pe termeni diferiţi ai Triasicului mai noi în compartimentele coborîte şi mai vechi în cele ridicate, marcînd deci faptul că deplasarea a avut loc pe falii înaintea eroziunii ce a precedat depunerea Doggerului. Dintre structurile formate în faza doneţ cele mai evidente sînt :

anticlinalul cu şisturi cristaline în ax de la vest de muntele Suhardul Mare ; este o cută normală asimetrică cu flancul vestic mai coborît. Falia inversă ce a luat naştere pe flancul său nord-vestic o considerăm ca aparţinînd deformărilor post-paroxismale care au avut o vergenţă internă. Apariţia ei pe o structură mai veche o punem pe seama caracterului asi-

Institutul Geologic al României

metric al cutei, fapt ce a favorizat naşterea retroîncălecării pe flancul mai puţin dezvoltat;

anticlinalul cu şisturi cristaline în ax de la izvoarele pîrîului Oii (Hăghimaşului); este o cută normală dreaptă cu flancurile egal dezvoltate. Vîrsta ei ante-doggeriană este subliniată de aşezarea transgresivă a depozitelor mediojurasice atît pe şisturile cristaline din nucleu cît şi pe dolomitele de pe flancuri;

sinclinalele cu depozite triasice medii şi superioare şi cu depozite liasice inferioare (fig. 1); sînt cute normale drepte cu flancuri egal dezvoltate. Faptul că ele se găsesc pe flancul actual vestic al sinclinalului Hăghimaş dovedeşte că în diferite etape de deformare structurile cele mai profunde nu au ocupat mereu aceeaşi zonă.

Pe flancul extern nu am putut determina cu precizie deformări legate de faza doneţ, deşi s-ar putea ca o parte din cutele acoperite de depozite mai noi să aibă această vîrstă. Singurul loc pe aripa estică unde s-ar putea determina deformări ante-doggeriene este butoniera Muntele Fagului-Valea Mare unde depozitele bathoniene se aşază discordant pe şisturile cristaline şi dolomitele triasice ce formează elementele cele mai profunde ale cutei.

**Structuri legate de fazele nevadiană şi austro-alpină**

În cuprinsul pînzei bucovinice se pot pune în evidenţă în cîteva locuri discordanţe unghiulare ce pot fi legate de faza nevadiană sau de cea austro-alpină. În marea majoritate însă, din păcate, nu se poate preciza decît că deformările au avut loc după depunerea Doggerului şi înaintea sedimentării Wildflysch-ului. Din acest motiv am grupat structurile născute în această perioadă într-un singur capitol.

Existenţa deformărilor nevadiene poate fi dovedită în cîteva puncte de pe flancul extern:

în muntele Pavaş stratele de Lunca acoperă o structură anticlinală mai veche cu şisturi cristaline în ax şi dolomite pe flancuri;

în butoniera Muntele Fagului-Valea Mare tot sub stratele de Lunca apare o structură cutată cu depozite bathoniene ca termenul cel mai nou. Stratele de Lunca au o poziţie evident transgresivă aşezîndu-se atît pe depozitele bathoniene cît şi pe cele anisiene şi pe şisturile cristaline. Este de relevat faptul că pe această structură se observă şi discordanţa legată de faza doneţ fapt ce dovedeşte coaxialitatea cutărilor pre-paroxismale. Concluzia poate fi generalizată şi pentru deformările paroxismale care în general au aceeaşi direcţie cu cele mai vechi;

Institutul Geologic al României

la sud de regiunea cercetată de noi, pe valea Javardi, P a t r u l i u s et al. (1969) au arătat că deasupra orizontului siltitic cu gresii cărbunoase, redresat la verticală, se așază orizontul calcaros al stratelor de Lunca în poziție discordantă. Ținînd seamă că orizontul siltitic (pe care, reamintim, noi nu îl atașăm stratelor de Lunca) este de vîrstă bathoniană și că stratele de Lunca încep cu Tithonicul, considerăm că discordanța semnalată, ca și cele descrise mai sus, sînt legate de deformările nevadiene.

Deformări de vîrstă nevadiană pot fi cu oarecare certitudine puse în evidență doar pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaș, din cauză că în rest nu se cunosc depozitele tithonice care să fixeze vîrsta acestora. În muntele Chicera unde se mai cunosc strate de Lunca se poate cel mult pune în evidență o discordanță simplă atît la baza stratelor de Lunca cît și sub depozitele kimmeridgiene.

Deformări de vîrstă sigur austro-alpină trebuiesc căutate tot în regiunile în care se dezvoltă stratele de Lunca sub depozitele de Wildflysch. Acesta este cazul flancului extern al sinclinalului Hăghimaș.

În extremitatea sudică a „crestei" Dămucului stratele de Lunca sînt depășite transgresiv de la sud spre nord de formațiunea de Wildflysch. Această depășire dovedește că înainte de depunerea Wildflysch-ului „creasta" Dămucului cu cuvertura ei sedimentară inclusiv stratele de Lunca au fost cutate, după care o parte, importantă, a acestora din urmă au fost erodate. Este momentul în care considerăm că s-a schițat anticlinalul frontal al pînzei bucovinice care a jucat în continuare un rol paleotectonic important.

În afara structurilor enumerate mai sus se mai pot recunoaște și alte cute a căror fază de formare se plasează în intervalul cuprins între sfîrșitul Doggerului și Barremian, cute pentru care este greu de precizat dacă aparțin fazei nevadiene sau celei austro-alpine.

Pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaș o primă zonă în care se pot recunoaște structuri formate în această perioadă este cea de la nord de valea Bicazului, în sectorul cuprins între pîrîul Cupașu și pîrîul Lapoșul. Aici două cute anticlinale paralele sînt acoperite discordant de depozitele de Wildflysch :

anticlinalul vestic este o cută normală verticală și simetrică cu șisturi cristaline în ax, ce se poate urmări de la izvoarele pîrîului Suhardu prin muntele Cupașu pînă în versantul văii Lapoșului. În muntele Cupașu și în valea Lapoșului atît șisturile cristaline din nucleu cît și dolomitele de pe flancul estic sînt acoperite de Wildflysch ;

anticlinalul estic, de asemenea o cută normală, verticală și simetrică, se dezvoltă din versantul sudic al muntelui Cupașu pînă în valea Lapoșu-

Institutul Geologic al României

lui, unde formaţiunea de Wildflysch îl acoperă în întregime cu o evidentă discordanţă unghiulară.

La vest de Piatra Unică un mic graben transversal în care s-au păstrat depozite triasice medii şi superioare şi depozite mediojurasice este acoperit discordant de Wildflysch. Discordanţa este evidentă pe marginea sudică

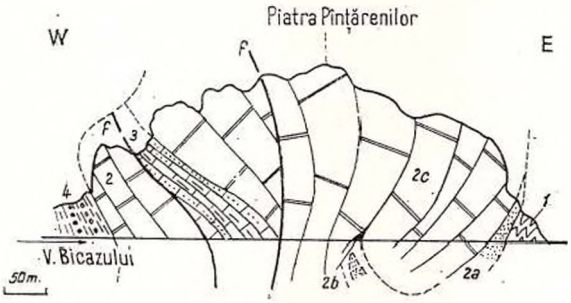



Fig.14. — Secţiune geologică în malul stîng al văii Bicazului sub Piatra Pînţărenilor.

1, şisturi cristaline; 2, Triasic: a, gresii cuarţitice; b, şisturi roşii; c, dolomite (a + b = Seisian, c = Campilian-Anisian); 3, Dogger: calcare grezoase şi marnoase; 4, Barremian-Albian: formaţiunea de Wildflysch; f, falie.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée du Bicaz, au-dessous du sommet Piatra Pînţărenilor.

1, schistes cristallins; 2, Trias: a, grès quartzitiques; b, schistes rouges; c, dolomies (a + + b = Seisien, c = Campilien-Anisien); 3, Dogger: calcaires gréseux et marneux; 4, Barrémien-Albien: formation de Wildflysch; f, faille.

a grabenului, unde falia ce-l mărgineşte nu afectează decît depozitele mai vechi decît Wildflysch-ul, fiind acoperită discordant de acesta din urmă. Este foarte probabil ca grabenul să se fi format în etapele precedente de deformare, dar el a fost cu siguranţă activ şi în faza nevadiană sau austro-alpină.

Pe flancul estic am întîlnit structuri ce se pot încadra în perioada nevadiană-austro-alpină, începînd din valea Bicazului spre sud:

în versantul stîng (nordic) al văii Bicazului, sub Piatra Pînţărenilor (fig. 14), de sub depozitele de Wildflysch care îl acoperă, apare un solz la alcătuirea căruia participă dolomite triasice şi calcare grezoase mediojurasice. El reapare şi la sud de valea Bicazului avînd în compartimentul din acoperiş al faliei şi şisturi cristaline. Planul de încălecare al acestui solz înclină spre est dînd impresia că vergenţa sa este vestică. De fapt solzul Piatra Pînţărenilor are o vergenţă externă (estică) însă el a fost recutat în timpul deformărilor post-paroxismale care, aşa cum vom vedea, au

Institutul Geologic al României

determinat răsturnarea spre vest a flancului extern al sinclinalului în ansamblul său. În cazul solzului Piatra Pînțărenilor situația amintită mai sus se poate ușor observa urmărind suprafața de discordanță de la baza Wildflysch-ului care în apropierea firului văii este verticală sau ușor deversată spre vest pentru ca pe crestele din dreapta și stînga văii să revină la o înclinare normală spre vest ;

în muntele Bîtca Neagră se recunoaște un alt solz, cu vergență estică clară, în care sînt dislocate de asemenea dolomite triasice și calcare grezoase jurasice medii. El este acoperit discordant în cele două extremități ale Bîtcei Negre de Wildflysch ;

la sud și est de Bîtca Neagră se dezvoltă o cută falie în care șisturile cristaline din nucleu încalecă spre est peste dolomite anisiene și calcare grezoase mediojurasice. Cuta reprezintă de fapt o structură paralelă solzului Bîtca Neagră față de care are o poziție externă. Ea se afundă spre sud unde cuarțitele seisiene și dolomitele anisiene îmbracă periclinal șisturile cristaline. Formațiunea de Wildflysch se așază transgresiv atît pe formațiunile cristalofiliene din nucleu cît și pe depozitele triasice de pe flancul vestic și de pe periclin. Prezența unui mic petec de depozite bathoniene, transgresive pe flancul vestic al acestei cute dovedește că ea s-a schițat încă în timpul deformărilor din faza donеț, cînd, pobabil, cuta a avut un caracter mai simplu. Prezența depozitelor mediojurasice în compartimentul din pat al faliei ce însoțește cuta demonstrează însă că ea și-a cîștigat caracterul de cută falie mai tîrziu, în perioada legată de mișcările nevadiene sau austro-alpine.

În general structurile legate de perioadele nevadiană și austro-alpină au o rază de curbură mică și o extindere direcțională redusă. Excepție face anticlinalul frontal al pînzei bucovinice care s-a schițat în timpul fazei austro-alpine. Luînd în considerare acest fapt am putea trage concluzia că toate structurile cu rază de curbură mică și lungime redusă sînt legate de faza nevadiană, chiar dacă pentru precizarea acestei vîrste nu există argumente directe. În schimb cutele lungi și cu rază de curbură mare, formate între Dogger și Barremian, ar aparține fazei austro-alpine. Urmînd acest criteriu marea majoritate a structurilor descrise mai sus s-ar încadra în prima fază (nevadiană), deformările austro-alpine manifestîndu-se în esență numai prin schițarea anticlinalului frontal al pînzei bucovinice. Nu este de neglijat și o altă ipoteză și anume aceea că structurile scurte și cu rază de curbură mică sînt de fapt cute secundare ce se grefează pe anticlinalul frontal cu rază de curbură mai mare. În această a doua ipoteză raportul între frecvența structurilor nevadiene și austro-alpine este exact invers

Institutul Geologic al României

față de prima, în sensul că marea lor majoritate ar reveni primei faze, celei de a doua corespunzîndu-i numai grabenul de la vest de Piatra Unică.

Am făcut toate considerațiile de mai sus mai ales pentru a sublinia dificultățile stabilirii cu precizie a vîrstei deformărilor pre-paroxisme, dar, în același timp, pentru a evidenția faptul că indiferent de ipoteza adoptată ele sînt o realitate.

Cele două momente de deformare au fost urmate de perioade de eroziune activă și intensă. Formațiunea de Wildflysch, care încheie sedimentarea succesiunii bucovinice, a acoperit o suprafață foarte variată ca alcătuire geologică. Wildflysch-ul, alături de depozitele din baza Triasicului au caracterul transgresiv cel mai marcat.

**Structurile legate de faza austrică (paroxismală)**

Șariajul pînzei bucovinice, ca de altfel și a celorlalte pînze ale sistemului central din masivul maramureșan au avut loc după depunerea cel puțin a unei părți din Albian și înaintea sedimentării Vraconianului sau a Cenomanianului. Acest moment corespunde fazei mezocretacice sau austrice. Fixarea vîrstei șariajului bucovinic se poate face în regiunea cercetată de noi numai parțial. Prezența Albianului în nivelele superioare ale formațiunii de Wildflysch stabilește limita inferioară de timp ce trebuie luat în considerare în discutarea acesteia. Remarcăm analogia ce există între sinclinalul Hăghimaș și Rarău, în acesta din urmă succesiunea sedimentarului bucovinic încheindu-se tot cu depozite albiene (M u t i h a c și B r a t u, 1965).

Pentru stabilirea limitei superioare a vîrstei șariajului trebuie să ne referim la regiuni mai îndepărtate, întrucît datorită eroziunii tinere cuvertura post-tectonică nu acoperă contactul între pînza bucovinică și zona flișului, respectiv pînza de Ceahlău. În partea nordică a masivului maramureșan, în bazinul pîrîului Vaser, depozite sincrone conglomeratelor de Bîrnadu, acoperă transgresiv conturul de eroziune al pînzei bucovinice. Ele sînt cunoscute sub denumirea de conglomerate de Șoimul, iar vîrsta lor a fost determinată în URSS unde în ele s-au găsit resturi fosile de vîrstă cenomaniană (S. K r u g l i o v, 1966). Depozitele conglomeratice atribuite tot Cenomanianului acoperă transgresiv ferestrele de la Iacobeni. Toate aceste fapte ne îndreptățesc să presupunem că și conglomeratele de Bîrnadu acopereau discordant contactul frontal al pînzei bucovinice, dar, așa cum menționam mai sus au fost îndepărtate de eroziune. Întrucît am presupus pe baza paralelizărilor regionale că partea inferioară a conglome-



Institutul Geologic al României

ratelor de Bîrnadu cuprinde şi Vraconianul, putem fixa momentul paroxismului bucovinic între Albian şi acesta din urmă.

Pînza bucovinică poate fi încadrată în categoria pînzelor de şariaj de gradul II, adică a pînzelor de forfecare. Privită din punct de vedere al nivelului la care s-a produs forfecarea ea este o pînză de soclu, la alcătuirea ei luînd parte şi formaţiuni cristalofiliene ante-alpine. Ca tip de pînză ea poate fi comparată cu pînza Getică şi de Biharia din Carpaţi sau cu pînzele austro-alpine inferioare din Alpii Orientali.

Caracterul de pînză de forfecare este evident chiar în regiunea studiată de noi. Raporturile între planul de şariaj al pînzei şi structurile pe care le foarfecă pot fi foarte clar urmărite pe flancul extern la sinclinalului Hăghimaş. Din valea Bistricioarei spre sud pînă în cursul mijlociu al văii Dămucului, în dreptul localităţii Huisurez, planul de şariaj foarfecă numai formaţiuni cristalofiliene. De aici spre sud planul de şariaj intersectează atît stratele de Lunca cît şi roci cristalofiliene, iar la sud de muntele Pavaş, vizibil, numai strate de Lunca. De sub acestea din urmă apar cîteva butoniere cu depozite mai vechi inclusiv şisturi cristaline (pîrîul Pavaş, Muntele Fagului-Valea Mare) care foarte probabil sînt forfecate la bază de planul de şariaj. Acest fapt este cît se poate de evident şi mai la sud, în bazinul superior al Trotuşului unde forfecarea subsecventă a nucleelor anticlinalelor din fruntea pînzei este foarte clară (P a t r u l i u s et al., 1969).

Lăţimea minimă de şariaj a pînzei bucovinice, în sectorul sudic al masivului maramureşan, este de 20 km, măsurată între marginea vestică a ferestrei de la Tomeşti (S ă n d u l e s c u, 1967) şi fruntea actuală a ei. Această valoare este minimală întrucît socotind lăţimea de şariaj a pînzei bucovinice la paralela munţilor Rodnei ajungem la valori în jurul a 60-70 km.

Caracterul de pînză al unităţii bucovinice este relevat de mai multe fapte :

*a*) Această unitate este mărginită la exterior (est) de o dislocaţie continuă ce se poate urmări fără întrerupere nu numai în regiunea studiată de noi dar şi în tot lungul masivului maramureşan de la frontiera de nord a ţării pînă în valea Frumoasa, la nord de Miercurea Ciuc. Caracterul continuu al acestei dislocaţii a fost relevat în ultimul timp de B ă n c i l ă (1958) care o descrie sub denumirea de „linie centrală". Faţă de modul în care înţelegem noi pînza bucovinică, „linia centrală" corespunde numai parţial liniei frontale a acesteia. În primul rînd arătînd continuitatea ce există între „creasta" Dămucului şi anticlinalul Lunca (S ă n d u l e s c u şi S ă n d u l e s c u, 1965; S ă n d u l e s c u, 1967, 1968) am stabilit că linia frontală a pînzei bucovinice trece la est de acesta din urmă, spre

Institutul Geologic al României

deosebire de B ă n c i l ă care o trasează la vest de el. În al doilea rînd, în timp ce în concepţia lui B ă n c i l ă (1958) „linia centrală" reprezintă dislocaţia ce mărgineşte la exterior unitatea centrală (care corespunde în întregime zonei cristalino-mezozoice), noi vedem în pînza bucovinică numai

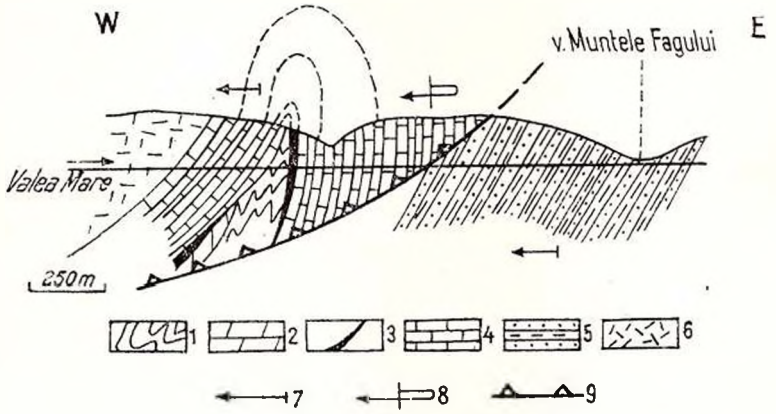



Fig.15. — Secţiune geologică în versantul stîng al văii Valea Mare.

1, şisturi cristaline; 2, dolomite (Campilian-Anisian); 3, siltite brune (Bathonian); 4, strate de Lunca (Berriasian-Valanginian); 5, formaţiunea de Wildflysch (Barremian-Albian); 6, strate de Sinaia (Tithonic-Neocomian); 7, succesiune normală; 8, succesiune răsturnată; 9, pînză.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée Valea Mare.

1, schistes cristallins; 2, dolomies (Campilien-Anisien); 3, siltites bruns (Bathonien); 4, couches de Lunca (Berriasien-Valanginien); 5, formation de Wildflysch (Barrémien-Albien); 6, couches de Sinaia (Tithonique-Néocomien); 7, succession normale; 8, succession renversée; 9, nappe.

o unitate a zonei cristalino-mezozoice (în care se recunosc mai multe pînze suprapuse).

*b*) În lungul liniei frontale a unităţii bucovinice iau contact tectonic depozite de aceeaşi vîrstă dar de faciesuri diferite, provenind din zone de sedimentare separate. Acestea sînt stratele de Lunca pe de o parte şi stratele de Sinaia pe de altă parte. Sincronismul, cel puţin parţial, între stratele de Lunca şi stratele de Sinaia este demonstrat de conţinutul lor paleontologic (P a t r u l i u s et al., 1969; S ă n d u l e s c u 1964 b, 1967, 1968). Diferenţa de facies şi mai ales de grosime este evidentă. Stratele de Lunca au un caracter pelagic şi o grosime redusă, în timp ce stratele de Sinaia sînt un fliş calcaros tipic iar grosimea lor (2500-3000 m) este aproape de 10 ori mai mare decît a acestora. Caracterul diferit al zonelor

Institutul Geologic al României

de sedimentare din care provin depozitele celor două pînze este subliniat şi de faciesurile diferite ale depozitelor barremiene: Wildflysch în pînza bucovinică şi fliş grezos în pînza de Ceahlău (strate de Bistra).

*c*) Sub planul de şariaj al unităţii bucovinice, între aceasta şi pînza de Ceahlău, sînt prinse lame formate din depozite mezozoice (triasic-neoco-

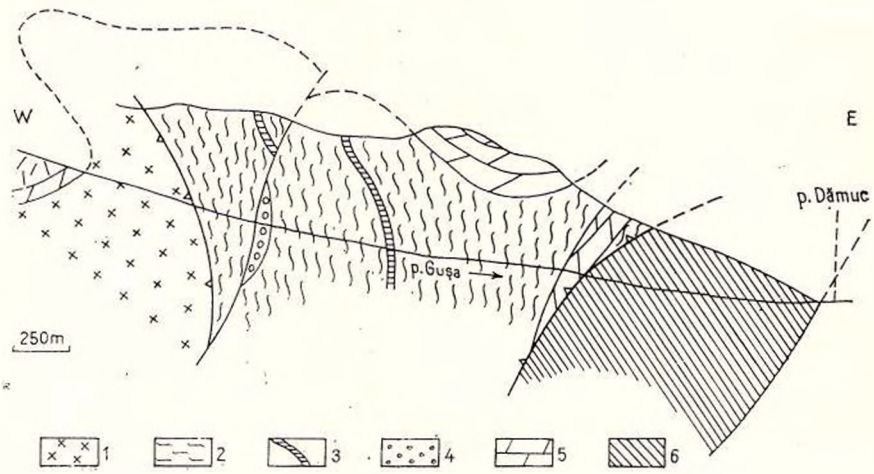



Fig.16. — Secţiune geologică pe pîrîul Guşa.

1, seria gnaiselor de Rarău; 2, seria de Tulgheş; 3, cuarţite negre; 4, cuarţite (Seisian); 5, dolomite (Campilian-Anisian); 6, strate de Lunca (Tithonic-Valanginian).

Coupe géologique le long du ruisseau Guşa.

1, série de gneises de Rarău; 2, série de Tulgheş; 3, quartzites noirs; 4, quartzites (Seisien); 5, dolomies (Campilien-Anisien); 6, couches de Lunca (Tithonique-Valanginien).

miene) de facies şi grosimi diferite atît de cele din pînza bucovinică cît şi de cele din pînza de Ceahlău. Ele aparţin unităţii sub-bucovinice. Aceleaşi depozite apar într-o serie de ferestre din pînza bucovinică, în afara regiunii cercetate de noi. Am examinat cîteva din aceste ferestre la Tomeşti şi valea Putnei pentru a putea compara formaţiunile ce apar în cadrul lor cu cele din petecele de rabotaj identificate de noi în regiunea cercetată. Atît la Tomeşti cît şi la valea Putnei (Bucovina) am regăsit aproape toţi termenii din petecele de rabotaj de la Gura Dămucului şi Bîtca Rotundă. Excepţie fac depozitele neocomiene din petece şi depozitele marno-grezoase negre din fereastra valea Putnei, pe care le atribuim Liasicului. Prezenţa acestor ferestre de care sînt legate depozite mezozoice de facies diferit de cel bucovinic reprezintă încă un argument în favoarea existenţei pînzei bucovinice.

Institutul Geologic al României

*d*) Interpretările care considerau că între anticlinalul Lunca și zona cu strate de Sinaia există raporturi mai mult sau mai puțin normale nu țineau seama, printre altele, de faptul că depozitele sedimentare din anticlinalul Lunca (triasic-neocomiene) nu aparțin aceleiași structuri anticlinale cu stratele de Sinaia. Urmărind structura stratelor de Sinaia de la est de anticlinalul Lunca am putut observa că ele descriu un anticlinal larg paralel cu anticlinalul Lunca cu care ia însă contact prin flancul lor vestic (fig. 15, 16). Pe suprafața de contact, care reprezintă de fapt suprafața de șariaj a pînzei bucovinice, flancul vestic al anticlinalului cu strate de Sinaia este acoperit de flancul estic, răsturnat, al anticlinalului Lunca. Aceste două structuri aparțin la două unități tectonice diferite: pînza de Ceahlău și pînza bucovinică. Punerea în evidență a existenței celor două structuri a lămurit mult problema apartenenței tectonice a stratelor de Sinaia, cu alte cuvinte a lipsei lor din alcătuirea anticlinalului Lunca și deci a zonei cristalino-mezozoice (S ă n d u l e s c u și S ă n d u l e s c u, 1965).

Structurile pînzei bucovinice au luat naștere tot în faza paroxismală. Este vorba de structurile mari, cu caracter regional, legate de deformările mezocretacice. Facem această precizare întrucît și structurile preparoxismale aparțin tot pînzei bucovinice dar ele au altă vîrstă.

A n t i c l i n a l u l f r o n t a l al pînzei bucovinice se poate urmări în tot lungul regiunii cercetate de noi. El are două segmente ce se detașează net prin alcătuirea lor diferită: „creasta" Dămucului la nord și anticlinalul Lunca la sud. „Creasta" Dămucului reprezintă de fapt un anticlinal faliat pe flancul său estic în sîmburele căruia se dezvoltă în special șisturi cristaline. Așa cum am văzut el s-a schițat încă din fazele pre-paroxismale (p. 126). Lățimea lui variază de la 750 m în sud (pîrîul Arșița) la 2-2,5 km la nord de valea Bicazului. În regiunea muntele Chicera unde atinge lățimea sa maximă el are un caracter mai complex apropiindu-se de caracterele unui anticlinoriu. În această regiune „creasta" Dămucului, excluzînd dislocațiile post-paroxismale, este alcătuită, în mare, din două cute anticlinale cu șisturi cristaline în sîmbure, separate de un sinclinal cu conglomerate de Chicera (Hauterivian) în umplutură. Falia de pe flancul estic al „crestei" corespunde cu fruntea actuală a pînzei bucovinice. Pe flancul său vestic se urmărește aproape continuu formațiunea de Wildflysch.

La sud de muntele Pavaș anticlinalul frontal al pînzei bucovinice este reprezentat de anticlinalul Lunca. Acesta este de asemenea o cută faliată pe flancul extern (estic). Falia reprezintă, așa cum am văzut mai sus, fruntea actuală a pînzei bucovinice, ca și în „creasta" Dămucului. Lățimea anticlinalului Lunca variază între 500 m și 1000 m. În axa lui apar în două

Institutul Geologic al României

butoniere depozitele mai vechi decît stratele de Lunca. Aceste butoniere, de care am mai amintit în cursul expunerii, sînt butoniera pîrîului Pavaș, la nord, cu depozitele dolomitice anisiene și butoniera Muntele Fagului-Valea Mare, în sud, cu șisturi cristaline, dolomite, depozite bathoniene și jaspuri. La anticlinalul Lunca se observă bine caracterul de cută deversată spre exterior, cu flancul estic răsturnat. Stratele de Lunca din acest flanc răsturnat iau contact, tectonic, cu stratele de Sinaia din pînza de Ceahlău, care formează un flanc normal, cu înclinări vestice.

Continuitatea structurală între „creasta" Dămucului și anticlinalul Lunca este evidentă, stratele de Lunca ce alcătuiesc cea mai mare parte a celei de a doua structuri îmbrăcînd periclinal șisturile cristaline și depozitele triasice din prima. Superpoziția stratelor de Lunca pe „creasta" Dămucului este cît se poate de clară, ele ocupînd creasta muntelui Pavaș în timp ce dolomitele și șisturile cristaline se găsesc dedesubt, pe versantul nordic, al acestui munte. Continuitatea structurală între „creasta" Dămucului și anticlinalul Lunca, pe care am mai arătat-o și cu altă ocazie (S ă n d u l e s c u și S ă n d u l e s c u, 1965; S ă n d u l e s c u, 1968), face imposibilă trasarea liniei frontale a pînzei bucovinice la vest de anticlinalul Lunca, așa cum propune B ă n c i l ă. Linia frontală se plasează la est atît de anticlinalul Lunca cît și de continuarea lui nordică, „creasta" Dămucului.

Prima structură situată la vest de anticlinalul frontal este s i n c l i n a l u l d e a l u l S t î n j e n i ce poate fi urmărit în versantul drept al văii Bicazului din dreptul localității Trei Fîntîni, prin dealul Stînjeni înspre nord pînă aproximativ în regiunea văii Bicazului. De la nord de Piatra Liciului în acest sinclinal se găsește prins petecul de acoperire Munticelul-Surduc al pînzei Hăghimașului. Sinclinalul dealul Stînjeni este ușor asimetric cu flancul estic mai bine dezvoltat decît cel vestic. El reprezintă de fapt o structură de ordinul doi ce face parte din sinclinalul mare al Wildflysch-ului în care este cantonată pînza Hăghimașului în general. În sinclinalul dealul Stînjeni sînt cantonate și cel mai bine dezvoltate megabrecii, din regiunea cercetată de noi.

La vest de sinclinalul dealul Stînjeni se desenează un anticlinal relativ îngust (500-700 m) dezvoltat tot în formațiunea de Wildflysch — a n t i c l i n a l u l T r e i F î n t î n i — care se poate urmări din valea Bicăjelului de la sud de Trei Fîntîni prin această localitate pînă la vest de Piatra Liciului. Flancul vestic al acestui anticlinal este acoperit de masa mare a pînzei Hăghimașului.

Pînza Hăghimașului este cantonată, cu corpul său principal, într-un sinclinal larg pe care îl descriu depozitele pînzei bucovinice, dar care nu

Institutul Geologic al României

este marcat decît prin flancurile sale, umplutura sa fiind reprezentată de însăşi pînza. Ne propunem să denumim acest sinclinal, s i n c l i n a l u l p î n z e i menţionînd că este de fapt o structură a pînzei bucovinice. Flancul vestic al acestui sinclinal se confundă cu flancul vestic al sinclinalului Hăghimaş în definiţia pe care am dat-o acestuia din urmă mai înainte; flancul său estic corespunde cu flancul occidental al anticlinalului Trei Fîntîni.

Structurile pînzei bucovinice descrise mai sus se recunosc în special în sectorul cuprins între valea Bicazului şi Trei Fîntîni. La nord de valea Bicazului dezvoltarea largă a cuverturii post-tectonice maschează aceste structuri. La sud de Trei Fîntîni pe lîngă faptul că structurile sînt parţial acoperite de cuvertura post-tectonică, se pare că ele îşi pierd şi individualitatea aplatizîndu-se, în aşa fel încît la sud de regiunea cercetată de noi sinclinalul Hăghimaş arată o structură simplă reducîndu-se la o singură cută (sinclinală) (P a t r u l i u s et al., 1969). Cam aceeaşi imagine o are sinclinalul şi în extremitatea sa nordică, unde depozitele de Wildflysch descriu cîteva cute secundare foarte mici acoperite discordant de conglomeratele de Bîrnadu (valea Danciului). Avînd în vedere că spre nord sinclinalul se ridică am putea trage concluzia că aici structura sa este oarecum diferită de sectorul central din cauză că se examinează de fapt două nivele structurale diferite, mai profund în nord şi mai superficial în sectorul central. Această concluzie nu se aplică şi părţii sudice a sinclinalului, care se găseşte cel puţin la acelaşi nivel structural cu cea centrală; în acest caz structura lui se simplifică evident.

Trecînd în revistă, în general, structura pînzei bucovinice aşa cum reiese din descrierile făcute mai sus se desprinde faptul că deşi amploarea şariajului acestei unităţi tectonice este mare, structura sa internă este destul de simplă. Această aparentă contradicţie o punem pe seama participării masive a formaţiunilor cristalofiliene la alcătuirea pînzei. Rigiditatea, relativă, a acestor formaţiuni a împiedicat deformarea avansată a masei şariate, în cuvertura şisturilor cristaline din pînză formîndu-se doar cute simple, rareori deversate (anticlinalul frotal). Acest lucru se mai datoreşte, credem noi şi faptului că pînza bucovinică este cea mai de sus unitate a sistemului central. Ea nu suportă decît pînzele transilvane, care fiind lipsite de soclu şi avînd caracterul de pînze de decolare, nu au exercitat o presiune importantă asupra formaţiunilor sedimentare din unitatea subjacentă, adică din pînza bucovinică.

Institutul Geologic al României

## Tectonica pînzei sub-bucovinice

În regiunea cercetată de noi elementele aparţinînd pînzei sub-bucovinice nu sînt reprezentate decît prin petecele de rabotaj Gura Dămucului şi Bîtca Rotundă. Deşi reduse ca întindere ele permit examinarea, parţială bineînţeles, a structurii pînzei din care au fost smulse.

*Petecul de rabotaj Gura Dămucului* este alcătuit din doi solzi în cadrul cărora sînt dislocate depozite mezozoice. Pe o foarte mică suprafaţă apar, la baza solzului superior, şisturi cristaline. Planul de încălecare dintre cei doi solzi este retezat evident de suprafaţa faliei ce separă petecul de rabotaj de stratele de Sinaia din pînza de Ceahlău de la est (fig. 7). Acest fapt ne îndreptăţeşte să tragem concluzia că formarea solzilor amintiţi este anterioară smulgerii lor de către pînza bucovinică. Cele mai noi depozite dislocate în solzi sînt breciile neocomiene. Bazaţi pe acest fapt şi pe preexistenţa solzilor faţă de momentul smulgerii petecului am putea conchide că vîrsta formării lor este austro-alpină, adică anterioară fazei paroxismale. În această ipoteză fazei austro-alpine i-a urmat, în zona de sedimentare a formaţiunilor mezozoice corespunzătoare pînzei sub-bucovinice, o perioadă de exondare care corespunde în domeniul bucovinic sedimentării Wildflysch-ului. În sprijinul acestei interpretări vine faptul că, cel puţin pînă acum, nu am observat nicăieri în cuprinsul masivului maramureşan, depozite de Wildflysch în pînza sub-bucovinică. Constatarea este în concordanţă cu caracterul general al sedimentării din domeniul sub-bucovinic foarte condensată şi cu multe lacune.

*Petecul de rabotaj Bîtca Rotundă* oferă mai puţine elemente de observaţie pentru analiza, indirectă, a tectonicii pînzei sub-bucovinice. Succesiunea depozitelor mezozoice din acest petec este inversă, cel puţin în aparenţă. Dolomitele triasice sînt superioare breciilor neocomiene, însă întrucît nu am găsit suficiente criterii pentru determinarea poziţiei stratelor, am putea considera că avem de-a face tot cu doi solzi, smulşi din pînza sub-bucovinică.

Din recunoaşterile făcute pe teren în regiunile ferestrelor *Tomeşti* şi *Valea Putnei* am putut examina tectonica depozitelor mezozoice aparţinînd pînzei sub-bucovinice. Ele sînt slab dislocate şi nu prezintă solzi de tipul celor din petecele de rabotaj. Acest fapt ne îndeamnă să considerăm că petecele provin din partea frontală a pînzei unde dislocaţiile au avut un caracter mai pronunţat, dînd naştere la solzi. Prezenţa şisturilor cristaline într-unul din solzii de la Gura Dămucului ar conduce la ideea că în partea frontală solzii antrenau în dislocaţii şi soclul.

Institutul Geologic al României

## Tectonica pînzei Hăghimaşului

Descoperirea pînzei Hăghimaşului ne-a permis să abordăm într-o lumină nouă tectonica întregului ansamblu structural ce-l formează sinclinalul Hăghimaş. Poziţia ei superioară pînzei bucovinice ne obligă să considerăm aria din care provine ca fiind situată la vest de aceasta. Dacă am încerca, prin reducere la absurd, să considerăm că pînza Hăghimaşului are o origină estică în raport cu cea bucovinică, mai multe fapte s-ar opune acestei interpretări :

la exteriorul zonei de sedimentare a Mezozoicului bucovinic se găsesc situate domenii în care se cunosc depozite de aceeaşi vîrstă cu cele din pînza Hăghimaşului, dar de faciesuri complet diferite (depozitele pînzei sub-bucovinice şi ale pînzei de Ceahlău) ;

vergenţa generală a pînzelor din Carpaţii Orientali este estică. Nu este posibil să considerăm că pînza Hăghimaşului a fost determinată de fenomene de retroşariaj întrucît vîrsta acestora este clar posterioară conglomeratelor de Bîrnadu care acoperă transgresiv şi discordant conturul de eroziune al pînzei Hăghimaşului ;

faciesul depozitelor triasice şi jurasice din pînza Hăghimaşului are un caracter pronunţat intern, privit din punct de vedere al repartiţiei generale a faciesurilor în sistemul carpatic. Din acest punct de vedere Triasicul şi Liasicul inferior transilvan au caractere apropiate de faciesurile sud-alpine, fapt ce complică întrucîtva reconstituirile paleotectonice ce se pot face în spaţiul cuprins între Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni. În orice caz, după faciesul lor, depozitele transilvane nu pot fi mai apropiate de Vorland decît cele bucovinice.

Considerînd convenţional că pînza Hăghimaşului nu a depăşit fruntea celei bucovinice în mişcarea ei de şariaj spre est ajungem la o lăţime minimă de şariaj de 30 km, socotind numai lăţimea actual vizibilă a pînzei bucovinice. Ţinînd seama de faptul că în forajul de la Ibăneşti din mijlocul munţilor Gurghiului sub produsele vulcanice neogene şi sub depozitele tortoniene din substratul acestora s-au întîlnit formaţiuni dolomitice ce pot fi atribuite Triasicului bucovinic trebuie să plasăm aria de origină a pînzei Hăghimaşului la vest de acest punct. În acest caz lăţimea de şariaj a pînzei creşte la 60-70 km. Ea poate fi însă mai mare dacă măsurăm lăţimea sistemului central (faţă de care pînza de Hăghimaş trebuie să fie mai internă) la paralela munţilor Rodnei.

Institutul Geologic al României

**Structuri legate de deformările pre-paroxismale**

Caracterul discontinuu al pachetelor de depozite triasice şi liasice face dificilă precizarea fazelor de deformare pre-paroxismale anterioare depunerii Kimmeridgianului.

Prima discontinuitate ce poate fi sesizată în cadrul depozitelor pînzei Hăghimaşului se plasează între Kimmeridgian şi Tithonic. Aşa cum am mai arătat şi la capitolul de stratigrafie în versantul vestic al muntelui Ghilcoş se poate observa aşezarea discordantă a depozitelor calcaroase masive pe diferiţi termeni ai succesiunii Kimmeridgianului. Discordanţa este unghiulară, de 10-15°. Discontinuitatea se mai poate observa şi în alte puncte (la vest de Hăghimaşul Negru, în şaua Ciofronca) în care însă nu se mai observă şi caracterul de discordanţă unghiulară. Această primă discontinuitate în succesiunea pînzei Hăghimaşului ar corespunde fazei nevadiene. Constatăm ca o primă concluzie că în cele două domenii bucovinic şi transilvan există momente comune de deformare pre-paroxismală.

Cea de a doua discontinuitate din cuprinsul pînzei Hăghimaşului se plasează între Neocomian şi Barremian. Am mai arătat că depozitele calcaroase masive ale Urgonianului se aşază pe diferiţi termeni ai succesiunii tithonic-neocomiene. Aşa de exemplu în masivul calcaros din stînga văii Cupaşu în apropierea confluenţei acesteia cu valea Bicazului, calcarele urgoniene se aşază pe calcare tithonice şi anume pe un nivel inferior al acestora la aproximativ 150 m deasupra limitei lor inferioare. Puţin mai la est în masivul calcaros din versantul stîng al văii Bicazului, în faţa gurii pîrîului Lapoşul calcarele urgoniene se aşază pe depozitele neocomiene aparţinînd orizontului marnos. Aceeaşi situaţie se poate constata în Cheile Bicazului şi în versantul estic al văii Bicăjelului (pl. VI) sau în masivul Hăghimaşul Negru. În schimb în Suhardul Mic şi muntele Piatra Roşie, calcarele urgoniene stau direct pe cele tithonice. Enumerarea situaţiilor de mai sus credem că este suficientă pentru a demonstra caracterul discordant al depozitelor urgoniene.

Modul de aşezare discordantă a calcarelor urgoniene sugerează existenţa unei cutări anterioară depunerii lor. În special în regiunea văii Bicazului această discordanţă unghiulară pare a fi evidentă. Reconstituind suprafaţa de discordanţă în acest sector (fig. 17) obţinem o imagine destul de clară a deformării preurgoniene. Această deformare corespunde fazei austro-alpine. Observăm şi în acest caz o concordanţă între momentele de deformare din cele două domenii, bucovinic şi transilvan, ca şi în cazul fazei nevadiene.

Institutul Geologic al României

Lipsa soclului în pînza Hăghimaşului ne-a condus la ideea că ea este o pînză de decolare (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969). Presupunem că în timpul deformărilor austro-alpine depozitele ce intră în constituţia pînzei Hăghimaşului s-au deformat independent de soclul lor. Aceasta

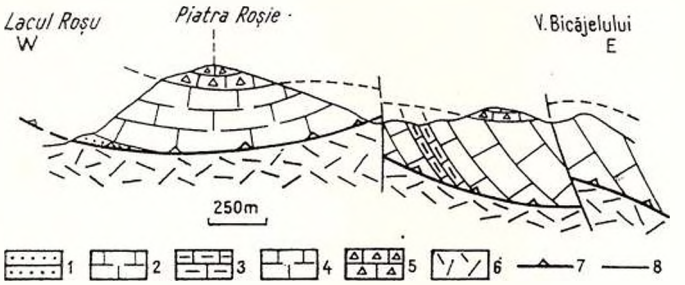



Fig. 17. — Secţiune geologică între Lacul Roşu şi valea Bicăjel, 1, gresii calcaroase (Kimmeridgian); 2, calcare masive (Tithonic); 3, marnocalcare (Berriasian); 4, calcare masive (Neocomian); 5, calcare masive (Urgonian); 6, Wildflysch (Barremian -Albian); 7, falie; 8, pînză.

Coupe géologique entre Lacul Roşu et la vallée de Bicăjel.

1, grès calcaires (Kimmeridgien); 2, calcaires massifs (Tithonique); 3, marnocalcaires (Berriasien); 4, calcaires massifs (Néocomien); 5, calcaires massifs (Urgonien); 6, Wildflysch (Barrémien-Albien); 7, faille; 8, nappe.

s-a făcut prin naşterea unui plan de dezlipire şi forfecare care a favorizat mai tîrziu decolarea pînzei.

O serie de structuri, deşi neacoperite discordant de calcare urgoniene par a aparţine tot deformărilor legate de faza austro-alpină. Este vorba în primul rînd de s o l z u l T e l e c u l M i c ce se dezvoltă la nord de Hăghimaşul Mare şi la vest de Hăghimaşul Negru. Continuitatea acestui solz este întreruptă de eroziune aşa că el apare ca fiind format din două petece diferite. Vergenţa solzului este estică, în lungul faliei depozite kimmeridgiene sau tithonice încălecînd pe depozite neocomiene. Solzul Telecul Mic este foarte probabil anterior punerii în loc a pînzei Hăghimaşului întrucît suprafaţa de şariaj a acesteia intersectează falia solzului.

Aceleaşi consideraţii se pot face şi pentru s o l z u l H ă g h i m a ş u l N e g r u în care calcarele tithonice încalecă pe marnele neocomiene. Şi falia inversă ce însoţeşte acest solz este retezată de planul de şariaj al pînzei Hăghimaşului. În sfîrşit, considerăm că şi s o l z u l O c e m, ce

Institutul Geologic al României

se dezvoltă la est de vîrful cu acelaşi nume face parte tot din structurile austro-alpine ale acestei pînze.

Exceptînd însăşi şariajul pînzei Hăghimaşului, structurile descrise mai sus sînt cele mai importante deformări pe care le-au suferit depozitele ce alcătuiesc această unitate tectonică. Remarcăm încă o dată că atît în pînza Hăghimaşului cît şi în pînza bucovinică faza austro-alpină a determinat deformări destul de importante, apropiate întrucîtva de cele paroxismale.

**Punerea în loc a pînzei Hăghimaşului**

Punerea în loc a pînzei Hăghimaşului nu este, avînd în vedere caracterul ei, legată propriu-zis de o fază de deformare în sensul în care înţelegem acest lucru pentru pînza bucovinică sau sub-bucovinică. Chiar dacă punerea în mişcare a acestei unităţi se datoreşte unei deformări determinată de compresiune, o bună parte a deplasării pînzei se datorează alunecării guvernată de forţele gravitaţionale. Acest lucru îl considerăm subliniat de faptul că pînza acoperă o formaţiune de Wildflysch în care se găsesc klippe sedimentare identice ca alcătuire cu depozitele acesteia. Cum punerea în loc a klippelor sedimentare este evident legată de fenomene de alunecare submarină, considerăm foarte probabil că şi mecanismul de avansare a pînzei este genetic legat de aceleaşi cauze, adică de forţele gravitaţionale. Caracterul de pînză de decolare este subliniat şi de dezrădăcinarea completă a acestei unităţi. Conturul de eroziune al pînzei este elocvent din acest punct de vedere, avînd o formă închisă.

Luînd în considerare elementele de mai sus credem că este destul de clar că punerea în loc a pînzei Hăghimaşului s-a făcut sub acţiunea forţelor gravitaţionale, proces care nu este indispensabil legat de o perioadă de compresiune corespunzătoare unei faze de deformare. Deplasarea pînzei s-a făcut foarte probabil cu o viteză mult mai mică decît în cazul pînzelor de forfecare, fapt ce explică şi prezenţa la mai multe nivele stratigrafice a klippelor sedimentare. În înaintarea ei spre est din fruntea pînzei se desprindeau fragmente de dimensiuni diferite care erau antrenate în formaţiunea de Wildflysch sub formă de olistolite. Procesul s-a oprit atunci cînd panta pe care înainta pînza nu mai avea înclinarea suficientă pentru ca forţa gravitaţiei să depăşească forţa de frecare. Acest moment a fost probabil acela cînd pînza a ajuns aproape de axa bazinului în care se sedimenta Wildflyschul. De aici am putea trage concluzia că zona sinclinalului Hăghimaş a coincis în timpul Barremian-Apţianului

Institutul Geologic al României

cu zona axială a domeniului de sedimentare bucovinic. Aşa cum am văzut mai înainte (p. 50) în timpul Triasicului cel puţin, axa se găsea mai la vest ; rezultă că în timp putem vorbi de o migrare, la scară mică a acesteia. Din datele pe care le avem putem presupune că domeniul de sedimentare al Wildflysch-ului avea un caracter destul de asimetric în sensul că flancul său vestic, deşi cu o pantă accentuată, era destul de lung pentru a permite înaintarea într-un timp mai îndelungat a pînzei, dar avea un flanc estic scurt, care făcea trecerea la domeniul subbucovinic, exondat sau cel puţin supus eroziunii submarine, avînd în vedere că nu se cunosc pe el depozite echivalente Wildflysch-ului.

**Elementele structurale ale pînzei Hăghimaşului**

Datorită poziţiei sale structurale superioare în eşafodajul de pînze suprapuse a masivului maramureşan, pînza Hăghimaşului a fost puternic afectată de eroziune aşa încît la ea se pot observa numeroase elemente tipice pentru pînzele de şariaj ca : petece de acoperire, ferestre tectonice etc.

Conturul de eroziune al pînzei permite analiza caracterului p l a n u l u i d e ş a r i a j al acesteia. În general el are înclinări foarte mici dovedite de conturul extrem de festonat al pînzei. Aproape pe tot flancul vestic pînza se cartează pe curba de nivel, singurele deformări ale planului fiind determinate de faliile transversale care au jucat după punerea ei în loc. Pe marginea estică a pînzei, planul este mai deformat avînd înclinări variabile şi ajungînd uneori să fie destul de redresat, ca de exemplu, în versantul estic al văii Bicăjelului unde are înclinări pînă la 35°. De altfel partea cea mai deformată a planului de şariaj se găseşte în regiunea Cheile Bicazului unde el este dislocat de mai multe falii şi chiar de cute cum este cazul cutei „diapire" de la intrarea în cheile mari ale Bicazului (fig. 18). În această cută mărginită de două falii aproape verticale depozitele kimmeridgiene străpung masa calcarelor tithonic-neocomiene. Străpungerea este facilitată de existenţa faliilor, întreaga formă putînd fi comparată cu un diapir.

Deformarea planului de şariaj mai poate fi observată şi în petecul de acoperire Munticelu-Surduc, petec ce are o formă sinclinală. Înclinările flancurilor acestui sinclinal variază între 40-65° mai mari pe cel vestic decît pe cel estic. Forma sinclinalului a fost într-o oarecare măsură modificată de deformările post-tectonice care au avut o vergenţă inversă, însă în mare s-au păstrat suficiente elemente pentru a putea determina forma iniţială a planului de şariaj. Aşa cum am mai amintit petecul de acoperire Munticelu-Surduc este cantonat în sinclinalul dealul

Institutul Geologic al României

Stînjeni al pînzei bucovinice, marcînd practic umplutura acestuia între Piatra Liciului şi muntele Munticelu. Făcînd parte practic din acelaşi petec, în Piatra Liciului a fost izolat de eroziune un petec mai mic de aproximativ 800 m lungime şi 200-250 m lăţime.

Tot caracter de petec de acoperire are şi klippa de dolomite triasice din muntele Criminiş. Ea face parte din petecele de antrenare de la baza pînzei Hăghimaşului. Apariţia ei izolată ne-a determinat să o încadrăm în rîndul petecelor de acoperire. Ea are particularitatea că succesiunea stratigrafică este inversă, cu alte cuvinte klippa este răsturnată. Probabil, acest lucru s-a produs în timpul transportului ei de către pînză, cu toate că poate fi interpretat şi ca o răsturnare anterioară smulgerii ei în timpul proceselor de şariaj.

Petecele de antrenare de la baza pînzei Hăghimaşului au putut fi observate pe marginea vestică a acesteia în şaua Ciofronca, sub Hăghimaşul Mare, în regiunea Piatra Unică şi sub muntele Piatra Crăpată. Ele sînt alcătuite din depozite triasice, cu o singură excepţie şi anume aceea a petecului de depozite liasic-inferioare în facies de Adneth de pe marginea sudică a Pietrei Unice. Dimensiunile lor variază între 10 şi 300 m lungime, lăţimea nedepăşind 30-40 m. Dimensiunile reduse şi relativa raritate a acestor petece de antrenare ridică problema proceselor care au determinat aspectul lor. Este, credem, destul de evident că ele aparţin unei serii sedimentare mai groase decît suma grosimilor lor actuale, serie care constituia patul masei de calcare tithonic-neocomiene. Suprafaţa pe care ele au fost antrenate are toate caracterele rabotajului bazal descris de Fallot (1944). Am ajuns la această concluzie analizînd raporturile ce există între suprafaţa de şariaj şi structura internă a pînzei. Direcţia şi înclinarea stratelor şi în special aceasta din urmă, sînt oblice faţă de planul de şariaj pe care îl intersectează sub unghiuri diferite. Această situaţie se poate observa în marile escarpamente de pe versantul vestic al Hăghimaşului Mare, pe clina nordică a Hăghimaşului Negru, sau în muntele Ghilcoş. Prezenţa rabotajului bazal ar explica în mod satisfăcător dimensiunile şi forma petecelor de antrenare de la baza pînzei Hăghimaşului, laminate şi disociate în timpul acestui proces. Rabotajul bazal a fost accentuat foarte probabil şi de un proces de deslipire între masa mare a calcarelor tithonic-neocomiene şi formaţiunile subjacente, proces ce a determinat înaintarea mai rapidă a calcarelor masive în raport cu depozitele triasice şi jurasice pre-kimmeridgiene.

Prezenţa rabotajului bazal face imposibilă interpretarea normală a aşezării calcarelor pe formaţiunile de dedesubt chiar dacă s-ar exclude, prin absurd, prezenţa Wildflysch-ului din patul pînzei.

Institutul Geologic al României

În pînza Hăghimaşului se cunosc ferestre şi semiferestre care subliniază caracterul ei alohton. F e r e a s t r a G r o p i l e apare pe valea cu acelaşi nume la sud de vîrful Ghilcoş. Aici de sub calcare tithonic-neocomiene apar depozite de Wildflysch. Pe poteca turistică ce coboară în valea Gropile se poate observa chiar contactul tectonic dintre cele două

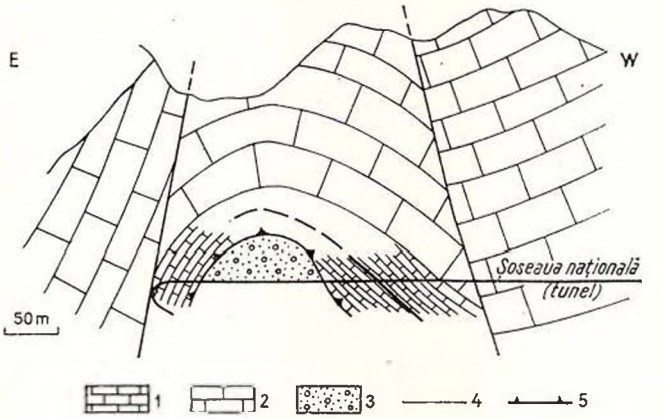



Fig.18. — Secţiune geologică în Cheile Bicazului pe şoseaua Lacul Roşu-Bicaz, la „tunel".

1, calcare şi marne roşii (Kimmeridgian); 2, calcare masive (Tithonic); 3, conglomerate nisipoase (Wildflysch) (Barremian); 4, falie; 5, pînză.

Coupe géologique dans les Gorges du Bicaz, au „tunel".

1, calcaires et marnes rouges (Kimméridgien); 2, calcaires massifs (Tithonique); 3, conglomérats sableux (Wildflysch) (Barrémien); 4, faille; 5, nappe.

formaţiuni; conglomerate aparţinînd Wildflysch-ului stau, tectonic, sub calcare. Este unul dintre punctele unde se poate vedea foarte clar planul de şariaj.

Pe şoseaua Lacul Roşu-Bicaz se poate observa o altă fereastră de dimensiuni mai mici, de care am mai amintit de cîteva ori: f e r e a s t r a „d i a p i r ă" pe care o numim aşa avînd în vedere asocierea ei cu anticlinalul „diapir". Aici (fig. 18), conglomerate tilloide şi gresii moi aparţinînd Wildflysch-ului aflorează sub calcare kimmeridgiene sau tithonic-neocomiene.

În împrejurimile cabanei Cheile Bicazului eroziunea a determinat formarea unei semiferestre de dimensiuni nu prea mari dar cu un contur semnificativ. Aici apare de sub pînză Wildflyschul, asociat cu mase

Institutul Geologic al României

intruzive bazice (fig. 13). Semifereastra Cheile Bicazului se plasează pe prelungirea sudică a unui anticlinal faliat retrodeversat care probabil a determinat și boltirea pînzei facilitînd erodarea ei.

La vest de fereastra Gropile conturul de eroziune al pînzei descrie o altă semifereastră de dimensiuni mici. De aici spre sud atît pe marginea vestică cît și pe marginea estică a pînzei Hăghimașului se desenează intrînduri adînci cu caractere de semiferestre, desigur de dimensiuni reduse în comparație cu alte asemenea elemente ale pînzelor flișului din Carpații Orientali, dar de mărime corespunzătoare în raport cu dimensiunile pînzei Hăghimașului. Cele mai semnificative dintre aceste intrînduri se găsesc între Hăghimașul Negru și Telecul Mic, între Hăghimașul Mare și Ocem, la confluența pîrîului Scocul Ghereculuí cu Bicăjelul, la vest de Trei Fîntîni și pe Pîrîul lui Lazăr.

Toate elementele structurale ale pînzei Hăghimașului descrise mai sus subliniază caracterul ei alohton, facilitează înțelegerea tectonicii sinclinalului Hăghimaș. Ele ne-au ajutat să conturăm cu mai multă precizie pînza și în același timp să conchidem asupra imposibilității interpretării unor raporturi normale între masa calcarelor jurasic superioare-cretacic inferioare și formațiunile din patul acestora.

### Tectonica post-paroxismală

Așa cum am mai arătat, ansamblul structural format de pînza bucovinică și pînza Hăghimașului este acoperit discordant de o cuvertură post-tectonică formată din depozite detritice grosiere pe care le-am separat sub denumirea de conglomeratele de Bîrnadu, de vîrstă vraconian-cenomaniană; este dificil însă de precizat cît de noi sînt ultimele nivele ale acestor conglomerate pentru a fixa astfel limita inferioară de vîrstă a deformărilor ce le-au afectat. Analizînd regional această problemă putem trage concluzia că ele nu depășesc Turonianul. Atît la Glodu (Mutihac, 1959) cît și în partea de sud a zonei cristalino-mezozoice (Săndulescu, 1964, 1967 b) conglomeratele sau gresiile masive ce debutează în Vraconian sau Cenomanian suportă depozite marnoase turonian-senoniene. Dacă limita inferioară a deformărilor post-paroxismale poate fi cu aproximație fixată în Turonian, cea superioară este aproape imposibil de precizat întrucît nu cunoaștem în regiune depozite mai noi decît conglomeratele de Bîrnadu. Referindu-ne la regiuni mai îndepărtate ale zonei cristalino-mezozoice unde depozite de aceeași vîrstă au suferit deformări cu vergențe similare vestice (Postăvaru — Săndulescu, 1964; Bîrgău — Atanasiu et al., 1956) constatăm că acestea sînt fie laramice (Po-

Institutul Geologic al României

stăvaru) fie savice sau stirice (Bîrgău). Deformările post-paroxismale din Hăghimaş se pot încadra într-una din aceste două faze fără a putea preciza în care din ele.

Deformările post-paroxismale au afectat atît cuvertura post-tectonică cît şi pînzele bucovinică şi de Hăghimaş. Vergenţele acestor deformări sînt vestice de tipul retroîncălecărilor. Trebuie să precizăm că ele au toate caracterele necesare pentru a se înscrie în această categorie de deformări şi anume :

sînt posterioare fazei principale de deformare ;

au o vergenţă inversă decît vergenţa generală a catenei.

Structurile născute în timpul deformărilor post-paroxismale apar în tot lungul sinclinalului Hăghimaş ; noi le vom descrie de la nord spre sud şi de la interior spre exterior.

În muntele Chicera se dezvoltă doi solzi cu vergenţă vestică, ce pot aparţine deformărilor post-paroxismale. Primul, s o l z u l C h i c e r a e s t, l-am putut urmări din bazinul pîrîului Pintec pînă la est de vîrful Chicera unde falia de încălecare a solzului se pierde într-un anticlinal drept. Este foarte probabil ca acest anticlinal să fi preexistat deformărilor post-paroxismale, şi numai falia de încălecare cu vergenţă vestică să aparţină acestora. Următorul, s o l z u l C h i c e r a v e s t, se urmăreşte de la vest de vîrful cu acelaşi nume pînă în versantul stîng al văii Toşorogului. Ambii solzi amintiţi mai sus dislocă numai formaţiuni cristalofiliene, depozite triasice, jurasice şi cretacic-inferioare. Deşi vîrsta lor ar putea fi şi mai veche noi îi atribuim fazei post-paroxismale bazaţi pe vergenţa lor vestică de tip retroîncălecare.

În muntele Hăghieş un sinclinal larg cuprinde în umplutura sa conglomeratele de Bîrnadu fiind din acest motiv sigur legat de deformările post-paroxismale. Acest sinclinal pe care îl denumim s i n c l i n a l u l H ă g h i e ş, se urmăreşte de la marginea nordică a regiunii cercetate de noi spre sud pînă dincolo de valea Toşorogului. De aici el pare să se ramifice în două sinclinale, s i n c l i n a l u l m u n t e l e J i d a n u l u i la vest şi s i n c l i n a l u l m u n t e l e C r i m i n i ş la est. Sinclinalul muntele Jidanului este deversat sau mai precis retrodeversat spre vest, urmînd vergenţa generală a deformărilor post-paroxismale. El se poate urmări din muntele Jidanului spre sud prin valea Bicazului, unde separă corpul principal al pînzei Hăghimaşului de petecul de acoperire Munticelu-Surduc, pînă în zona Piatra Liciului. Remarcăm faptul că cel puţin între valea Şugăului şi Piatra Liciului acest sinclinal se suprapune unei structuri anticlinale din pînza bucovinică, anticlinal ce separă petecul Munticelu-Surduc de restul pînzei Hăghimaşului. Această situaţie o considerăm



Institutul Geologic al României

foarte caracteristică pentru structurile post-paroxismale. În schimb petecul sus menționat apare în raport cu deformările post-paroxismale într-un anticlinal, ce separă sinclinalul muntele Jidanului de sinclinalul muntele Criminiș, în timp ce în raport cu pînza bucovinică el ocupă umplutura unui sinclinal al acesteia din urmă (pl. II). Ambele sinclinale ce se ramifică din sinclinalul Hăghieș au în umplutură conglomerate de Bîrnadu așa încît apartenența lor la etapa deformărilor post-paroxismale este evidentă.

În valea Șugăului se conturează un brahianticlinal — b r a h i a n t i c l i n a l u l Ș u g ă u — care prezintă în nucleu șisturi cristaline și dolomite, iar pe flancuri și pericline conglomerate vracono-cenomaniene. El este deversat spre vest fiind și faliat pe acest flanc. La vest de anticlinal se desenează un sinclinal bineînțeles și el retrodeversat — s i n c l i n à l u l m u n t e l e C i u r g ă u, cu conglomerate de Bîrnadu în umplutură. Remarcăm pentru aceste două ultime cute direcția lor NW-SE, direcție oblică față de cea a sinclinalului Hăghimaș. Această direcție o mai întîlnim și la alte elemente structurale post-paroxismale fapt pentru care, alături de vergența vestică, o considerăm un element caracteristic acestora.

În lungul „crestei" Dămucului începînd din valea Bicazului spre sud în mai multe sectoare se recunosc efectele deformărilor post-paroxismale. În Piatra Pințărenilor (fig. 14), între Bîtca Neagră și muntele Ghiciminișului și pe pîrîul Arșița, flancul vestic sau întreg anticlinalul frontal al pînzei bucovinice este răsturnat spre vest, evident retrodeversat. În anumite locuri chiar planul de șariaj al pînzei este răsturnat spre vest ca de exemplu în Muntele Fagului, în valea Dămucului sau în valea Țepeșeni. Aceste mișcări de retrodeversare au afectat, cum este și normal și planul mai vechi, de șariaj al pînzei gnaiselor de Rărău, care, așa cum am mai arătat, prezintă uneori înclinări estice („creasta" Dămucului între valea Țepeșeni și pîrîul Gușa).

În regiunea Cheile Bicazului-Lacul Roșu și mai la sud pînă în muntele Hăghimașul Negru, deformările post-tectonice au determinat formarea mai multor cute și falii toate cu vergența vestică. Ele afectează atît cuvertura post-tectonică cît și pînzele de Hăghimaș și bucovinică.

Astfel în muntele Bardosu o falie aproape verticală cu direcție NW-SE, dislocă calcarele masive din pînza Hăghimașului și prinde și o calotă de dimensiuni reduse din conglomerate de Bîrnadu, precizîndu-și astfel apartenența la deformările post-paroxismale. Mai la vest, cu aceeași orientare nord-vestică, se conturează s o l z u l m u n t e l e C u p a ș u, ce se urmărește din versantul vestic al muntelui cu același nume, pînă la marginea nordică a semiferestrei Cheile Bicazului, a cărei formare

Institutul Geologic al României

este de fapt legată de acest solz. În muntele Ghilcoş un grup de trei falii intersectează în acelaşi timp calcarele pînzei Hăghimaşului cît şi conglomeratele de Bîrnadu. Orientarea lor este fie est-vest fie nord-vest—sud-vest.

Tot la structurile post-paroxismale încadrăm şi solzul Lacul Roşu (fig. 5), deşi el nu dislocă decît depozite mai vechi decît Cretacicul inferior. Avînd în vedere însă vergenţa vestică a solzului considerăm că această încadrare este justificată.

În nord-vestul muntelui Hăghimaşul Negru, în versantul drept al văii Oii (Hăghimaşului) un solz cu vergenţă vestică dislocă atît depozitele pînzei bucovinice cît şi pe acelea ale pînzei Hăghimaşului. Acest solz pe care îl numim solzul cantonului silvic, întrucît se găseşte în apropierea cantonului de pe valea Oii, este la rîndul lui intersectat şi deformat de o falie orientată nord-vest—sud-est care are compartimentul nordic căzut. Această situaţie ne face să credem că deformările post-paroxismale nu s-au desăvîrşit într-un singur moment ci în cel puţin două. Ne bazăm în această afirmaţie pe situaţia descrisă mai sus, atît solzul cantonului silvic cît şi falia care îl intersectează fiind cu siguranţă post-paroxismale întrucît ele deformează împreună pînza bucovinică şi cea a Hăghimaşului. Ţinînd seama de direcţia faliei care ar aparţine celui de-al doilea moment de deformare post-paroxismală am putea deduce că toate elementele structurale cu această direcţie NW-SE aparţin acestui moment.

Tot în bazinul pîrîului Oii se mai cunosc două falii transversale care intersectează cele două pînze. Ele nu aparţin însă deformărilor post-paroxismale ci sînt falii ale pînzei bucovinice formate în fazele pre-paroxismale care au rejucat şi după punerea în loc a acestei unităţi afectînd astfel şi pînza Hăghimaşului şariată deasupra primei. Despre ele am amintit în capitolul privind tectonica pînzei bucovinice încadrîndu-le la deformările legate de faza doneţ (p. 124). Aceleaşi consideraţii se pot face şi despre faliile transversale din sudul Hăghimaşului Mare, care au fost de asemenea reluate în deformările post-paroxismale, ele aparţinînd de fapt celor pre-paroxismale. Aceste falii reluate au de fapt şi o direcţie cu totul diferită de cele pe care le-am descris înainte şi anume direcţia est-vest sau WSW-ENE.

La est şi sud de Trei Fîntîni se dezvoltă alte două sinclinale cu conglomerate de Bîrnadu în umplutură, aparţinînd deformărilor post-paroxismale: sinclinalul muntele Vete la est şi sinclinalul Izvoarele Bicăjelului la vest. Ele au o direcţie generală nord-sud şi se unesc în extremitatea sudică a regiunii cercetate de noi formînd sinclinalul muntele Javardi a cărui terminaţie perisinclinală se găseşte

Institutul Geologic al României

în imediata vecinătate a perimetrului cartat. Flancul vestic al sinclinalului Izvoarele Bicăjelului repauzează atît pe pînza Hăghimaşului cît şi pe formaţiunea de Wildflysch a pînzei bucovinice. Sinclinalul Vete, ca şi sinclinalul muntele Jidanului descris mai sus, are o poziţie net discordantă faţă de structura pînzei bucovinice, el aşezîndu-se pe flancul erodat al sinclinalului dealul Stînjeni al acesteia. Această neconcordanţă între structurile paroxismale ale pînzei şi structurile post-paroxismale ale cuverturii post-tectonice o considerăm ca un caracter important al acestora din urmă, mai ales că am văzut că, din contră, structurile pre-paroxismale sînt în mare măsură coaxiale cu cele paroxismale.

Rezumînd consideraţiile făcute asupra tectonicii post-paroxismale putem ajunge la următoarele caractere generale ale acestora:

faliile sînt de tipul retroîncălecărilor;

cutele sînt fie drepte, fie retrodeversate;

direcţia multor elemente structurale legate de deformările post-paroxismale sînt oblice faţă de structura generală a sinclinalului Hăghimaş;

deformările post-paroxismale s-au realizat foarte probabil în două momente diferite care ar putea să corespundă, prima fazei laramice iar cea de a doua celei savice sau stirice; aceste momente corespund deformărilor paroxismale ce au avut loc în zona flişului de la exterior;

structurile post-paroxismale nu sînt coaxiale, în marea lor majoritate, cu cele paroxismale spre deosebire de cele pre-paroxismale.

## V. CONSIDERAŢII PALEOTECTONICE ASUPRA SINCLINALULUI HĂGHIMAŞ ÎN CADRUL GENERAL AL STRUCTURII CARPAŢILOR ORIENTALI

Sistemul geosinclinal carpatic, care face parte din ramura nordică a marii regiuni geosinclinale alpine, este alcătuit dintr-o serie de elemente de ordinul doi de tipul şanţurilor geosinclinale, a ridurilor şi cordilierelor. O mare parte a depozitelor sedimentate pe riduri sau în şanţurile geosinclinale constituie astăzi pînze de şariaj, deplasate uneori departe de aria lor de origine. Din studiul acestor pînze se pot reconstitui condiţiile în care seriile respective s-au sedimentat precum şi caracterele paleotectonice ale zonelor de sedimentare. În unele cazuri însă eroziunea avansată sau laminarea tectonică au îndepărtat parţial sau în întregime termeni ai succesiunilor primare îngreuind mult aceste reconstituiri. Din studiul detaliat pe care l-am făcut asupra sinclinalului Hăghimaş precum şi pe baza cunoştinţelor actuale asupra zonei cristalino-mezozoice vom încerca să analizăm aranjamentul elementelor geosinclinale de ordinul doi

Institutul Geologic al României

din care au provenit principalele unităţi tectonice ale acestei zone şi mai precis a masivului maramureşan.

Pentru scopul propus este necesar să reamintim, pe scurt, structura de ansamblu a masivului maramureşan. Aşa cum am mai arătat la structura acestui masiv participă două sisteme de pînze (fig. 19): sistemul sau grupul pînzelor centrale şi cel al pînzelor transilvane. La alcătuirea primului iau parte pînze de soclu, de tipul pînzelor de forfecare, la cel de-al doilea, pînze de cuvertură de tipul pînzelor de decolare. În grupul pînzelor centrale se cunosc pînă acum pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică şi unitatea de Bretila care este formată şi ea din mai multe subunităţi care pot avea rangul de duplicaturi. Pînza de Rodna (K r ă u t n e r, 1969) superioară unităţii de Bretila pare să facă parte tot din pînza sub-bucovinică. Toate pînzele grupului central sînt alcătuite din formaţiuni cristalofiliene şi depozite mezozoice în general triasic-eocretacice, depozite ce au faciesuri proprii fiecărei unităţi spre deosebire de seriile cristalofiliene ce participă uneori la alcătuirea mai multor unităţi.

Grupul pînzelor transilvane este alcătuit din cel puţin două pînze, pînza Perşanilor (I l i e, 1953, 1954; P a t r u l i u s et al., 1966) şi pînza Hăghimaşului (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969). La alcătuirea acestora iau parte depozite în general calcaroase, triasic-eocretacice.

Grosimile, numărul discordanţelor, numărul termenilor stratigrafici variază de la o pînză la alta aşa încît de la început se poate aprecia că avem de-a face cu zone de sedimentare distincte ce au caractere diferite.

O primă serie căreia i se poate stabili cu uşurinţă încadrarea paleotectonică este cea sub-bucovinică. Grosimea mică a seriei, numărul redus de termeni stratigrafici reprezentaţi şi lacunele numeroase, sînt principalele argumente care ne fac să considerăm zona de sedimentare din care a provenit pînza sub-bucovinică ca o zonă de rid. Pe ridul sub-bucovinic s-au sedimentat doar depozite triasice inferioare şi medii, liasice inferioare, mediojurasice, tithonice (?) şi neocomiene. Grosimea lor totală (cumulată din diferite puncte ale pînzei) nu depăşeşte 150 m, dar în unele sectoare ele au doar cîţiva metri. Această condensare impresionantă şi abundenţa discordanţelor apropie mult ridul sub-bucovinic de cel briançonez, din Alpii Occidentali. Această apropiere trebuie privită numai ca o comparare a două elemente paleotectonice cu funcţii şi constituţii asemănătoare.

Cu caractere oarecum asemănătoare cu ridul sub-bucovinic se prezintă şi unitatea de Bretila, deşi între aceste două unităţi există destule deosebiri. În primul rînd faciesul depozitelor mezozoice de pe unitatea de Bretila este diferit de cel sub-bucovinic. Aici, în Triasicul mediu se

Institutul Geologic al României

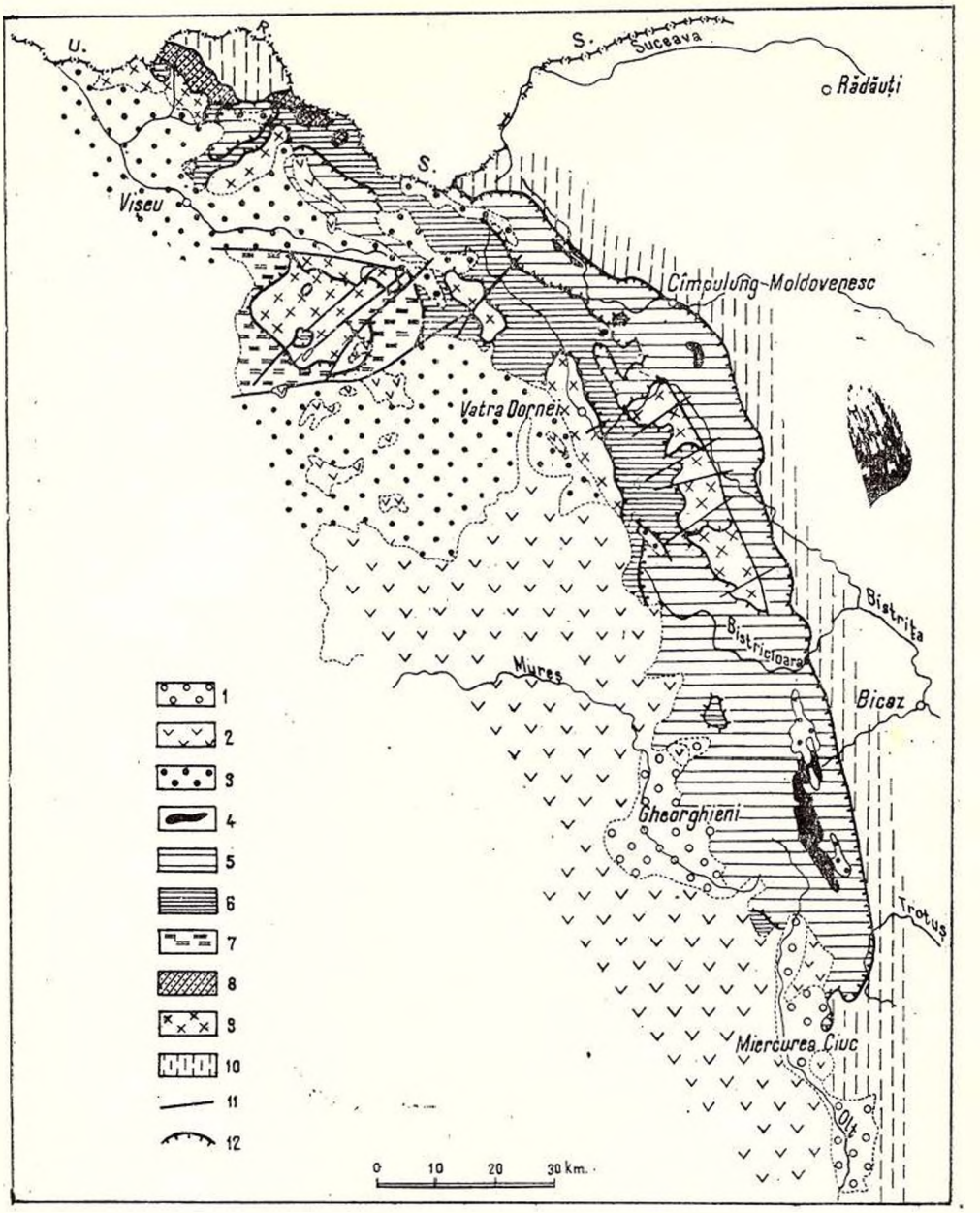



Fig.19. — Schița tectonică a masivului maramureșan.

1, depresiuni intramontane; 2, vulcanite neogene; 3, cuvertura post-tectonică; 4, pînzele transilvane; 5, pînza bucovinică; 6, pînza sub-bucovinică; 7, pînza de Rodna; 8, pînza Flișului Negru; 9, unitatea de Bretila; 10, zona flișului; 11, falii post-paroxismale; 12, pînze.

Esquisse tectonique du massif de Maramureș.

1, dépressions intramontagneuses; 2, volcanites néogènes; 3, couverture post-tectonique; 4, nappes transylvaines; 5, nappe bucovinienne; 6, nappe sub-bucovinienn; 7, nappe de Rodna; 8, nappe du flysch noir; 9, unité de Bretila; 10, zone du flysch; 11, failles post-paroxismales; 12, nappes.

Institutul Geologic al României

dezvoltă dolomite bituminoase bine stratificate ce nu se aseamănă cu nici o altă secvenţă a Triasicului din celelalte pînze ale masivului maramureşan. Aceste dolomite bituminoase suportă calcare şi şisturi roşii şi gălbui probabil ladiniene peste care urmează depozite mediojurasice, grezoase (D i m i t r e s c u, 1960, 1965; M u t i h a c, 1968). Trebuie să remarcăm faptul că tot în masivul maramureşan, dar în afara graniţelor ţării, în URSS, în această unitate, care acolo se cunoaşte sub numele de unitatea de Beli Potoc, se descrie un Permian destul de gros cu intercalaţii de erupţiuni porfirice (H a i n et al., 1968), care nu se regăseşte la noi decît în sudul zonei cristalino-mezozoice, în regiunea Vulcan (Braşov) (S ă n d u l e s c u, 1967b). Aceste caractere diferenţiază unitatea de Bretila de celelalte unităţi tectonice din masivul maramureşan. Grosimea mică şi numărul redus de termeni o apropie, ca tip de element paleotectonic, de ridul sub-bucovinic iar prezenţa erupţiunilor permiene pledează pentru o zonă mai scufundată, adiacentă, ridului, pe zona de legătură putînd să se plaseze punctele de alimentare a produselor vulcanice.

Adiacentă spre interior faţă de ridul sub-bucovinic trebuie plasată zona de sedimentare a seriei bucovinice. Caracterele acestei serii ne pot îndreptăţi să o considerăm ca provenind dintr-un şanţ. Grosimea cumulată a depozitelor bucovinice depăşeşte 1500 m. Caracterul facial al unora din termenii ce iau parte la alcătuirea acestei pînze indică o zonă a cărei adîncime nu era mică. Este vorba în primul rînd de formaţiunea de Wildflysch a cărei geneză fiind legată de alunecări submarine, presupune o adîncime mai mare, pentru a permite formarea talazului suficient de înclinat pe care să se producă aceste alunecări. De asemenea în sprijinul încadrării zonei de sedimentare a depozitelor din pînza bucovinică, la un şanţ pledează şi faptul că secvenţele detritice nu lipsesc; în special ne referim la depozitele mediojurasice care s-au sedimentat sub influenţa unor aporturi detritice, material ce era evident transportat spre zonele mai coborîte. În sprijinul aceleiaşi idei citǎm şi dezvoltarea aproape completă a succesiunii stratigrafice triasic-eocretacice, care, deşi prezintă discordanţe, nu are lacune prea mari, demonstrînd că perioadele de întrerupere a sedimentării au fost mult mai scurte decît în celelalte zone. În sfîrşit, prezenţa rocilor eruptive bazice ar fi încă un argument în favoarea încadrării acestei zone în categoria foselor sau şanţurilor geosinclinale.

Din cele de mai sus putem deocamdată trage concluzia generală că grupul pînzelor centrale corespunde din punct de vedere paleotectonic unui cuplu şanţ-rid, din care ultimul element, adică ridul, este complicat pe marginea sa externă de o treaptă mai scufundată ce face trecerea

Institutul Geologic al României

spre o altă fosă. Aceasta din urmă ar fi şanţul din care s-a născut pînza de Ceahlău, în care prezenţa seriei groase de fliş eocretacic nu lasă nici un dubiu asupra caracterului său paleotectonic. Mai reţinem faptul că ridul sub-bucovinic cu pragul său mai coborît de la exterior reprezintă cel mai ridicat element geosinclinal din Carpaţii Orientali exceptînd de la această comparaţie cordilierele ce au alimentat cu material detritic diferitele zone de sedimentare ale flişului, dar din care nici una nu s-a mai păstrat în structura actuală a acestui segment, spre deosebire de ridul în discuţie.

Mergînd mai departe în încercarea de reconstituire pe care o facem, trebuie să analizăm caracterele zonelor din care au provenit pînzele transilvane. Pentru aceasta sîntem nevoiţi mai întîi să precizăm poziţia una faţă de alta a celor două pînze. Din relaţiile de timp şi spaţiu ce există între aceste două unităţi am dedus că pînza Perşanilor este inferioară celei a Hăghimaşului (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969). Pînza Perşanilor şariază Wildflysch-ului bucovinic şi suportă transgresiv şi discordant o cuvertură post-tectonică care în munţii Perşani începe cu Apţianul superior sau cu Albianul (P a t r u l i u s et al., 1966). Deci vîrsta ei este între-apţiană, mai veche decît a pînzei Hăghimaşului care am văzut că s-a pus în loc la sfîrşitul Albianului. Pe de altă parte în extremitatea nordică a munţilor Perşani, la Mereşti, calcare masive tithonice identice cu cele din pînza Hăghimaşului au o poziţie superioară petecelor de acoperire din pînza Perşanilor ce se află în apropiere. În acelaşi timp în sinclinalele Hăghimaş şi Rarău, în formaţiunea de Wildflysch, se găsesc klippe sedimentare ce aparţin pînzei Perşanilor şi care au o poziţie inferioară faţă de pînza Hăghimaşului; este vorba de calcarele de „Guttenstein" din Rarău sau de serpentinele pe care le atribuim Triasicului din Hăghimaş.

Credem că toate faptele expuse mai sus ne îndreptăţesc să considerăm întemeiată ipoteza în care pînza Hăghimaşului are o poziţie superioară pînzei Perşanilor. De aici rezultă logic şi faptul că zona de sedimentare a primei este mai internă (vestică) decît a celei de a doua. Analizînd repartiţia în suprafaţă a celor două pînze trebuie totuşi să aducem unele completări concluziei de mai sus. În timp ce pînza Hăghimaşului se dezvoltă în special în partea centrală şi de nord a zonei cristalino-mezozoice cea de Perşani are zona de dezvoltare principală în partea de sud a acesteia. Această situaţie sugerează un fel de releu ce ar exista între cele două pînze, releu ce s-ar datora unei situaţii primare în raporturile dintre cele două zone de sedimentare din care au provenit pînzele. Aşezarea în releu de la nord spre sud a celor două zone de sedimentare

Institutul Geologic al României

nu exclude poziţia mai internă a pînzei Hăghimaşului dar reduce lăţimea totală a domeniului de origină a pînzelor transilvane (fig. 20).

Revenind la problema reconstituirii elementelor geosinclinale ale Carpaţilor Orientali interni, putem face acum după trecerea în revistă a problemelor legate de raporturile între pînzele transilvane, analiza poziţiei acestora faţă de cuplu şanţ-rid al grupului pînzelor centrale.

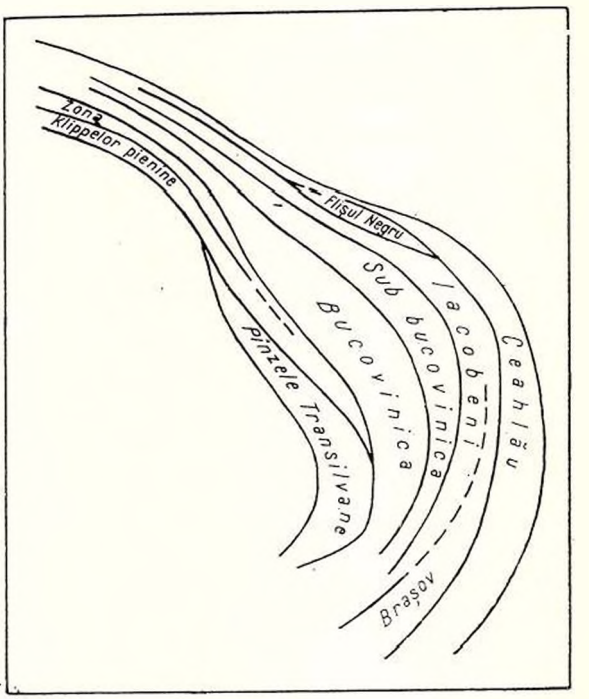



Fig.20. — Repartiţia zonelor de facies în partea internă a Carpaţilor Orientali.

Répartition des zones de faciès dans la partie interne des Carpates Orientales.

Caracterele faciale ale seriilor triasice din pînzele transilvane pledează pentru considerarea lor ca depozite de tip pelagic, de mare deschisă, cu caractere faunistice mediteraneene. Prezenţa calcarelor de Hallstatt apropie Triasicul superior transilvan de tipul facial „amonitico rosso" tip la care se pot încadra şi depozitele calcaroase ale Kimmeridgianului din aceleaşi pînze. Sedimentarea de acest tip este considerată ca fiind caracteristică pentru perioada de vacuitate a şanţurilor geosinclinale (A u b o u i n, 1968). Chiar dacă nu vrem să adoptăm modelul lui A u b o u i n privind evoluţia şi divizarea geosinclinalelor, reţinem că acest tip de sedimentare caracterizează fosele şi nu ridurile. În sprijinul aceleiaşi idei vine şi prezenţa rocilor eruptive bazice din Ladinianul pîn-

Institutul Geologic al României

zei Perşanilor (P a t r u l i u s et al., 1966). Prezenţa în cadrul acestora pe lîngă diabaze şi melafire şi a rocilor ultrabazice întăreşte concluzia formulată mai sus.

Considerînd pînzele transilvane ca provenind dintr-un şanţ geosinclinal situat la interiorul zonei din care a provenit pînza bucovinică trebuie să alegem între două posibilităţi de interpretare : (1) că cele două zone făceau parte dintr-un acelaşi mare şanţ geosinclinal sau (2) că şanţul transilvan era independent de cel bucovinic şi că ele erau separate de o zonă de rid sau de o cordilieră (pretransilvană). Caracterele foarte diferite ale faciesurilor acestor două domenii ne fac să înclinăm pentru cea de a doua posibilitate. În această situaţie însă, nu putem aduce nici o informaţie despre caracterul eventualelor depozite ce s-ar fi depus pe ridul care ar fi separat cele două şanţuri. Mai simplu ni se pare să considerăm că între cele două domenii exista o zonă redusă în cea mai mare parte exondată sau cu sedimentare foarte redusă. Această zonă ar fi fost depăşită de şariajul pînzelor transilvane fără ca la rîndul ei să fi dat naştere unei unităţi tectonice. Această interpretare apropie pînzele transilvane întrucîtva de pînzele flişului, care şi ele au depăşit, prin şariaj, cordilierele ce separau şanţurile geosinclinale. Această apropiere poate să nu fie întîmplătoare întrucît şi pînzele flişului, ca şi pînzele transilvane sînt pînze de cuvertură.

Între domeniile de sedimentare ale celor două pînze transilvane nu credem că au existat elemente de separare. Doar evoluţia în timp, mai ales după Liasic, se pare că a fost diferită. În acest moment s-a produs un proces asemănător cu inversiunea deşi nu de proporţiile acesteia. În Triasic zona corespunzătoare pînzei Perşanilor era mai coborîtă (aici se depuneau calcare bituminoase, aveau loc erupţiuni şi intruziuni bazice şi ultrabazice etc.) cea corespunzătoare pînzei Hăghimaşului s-ar părea că era ceva mai ridicată (cu dolomite, calcare grezoase) dar nu avea caracterul unui rid avînd în vedere calcarele de Hallstatt. În Liasicul inferior condiţiile sînt uniforme, în ambele sectoare ale şanţului transilvan depunîndu-se calcarele de Adneth. După acest moment sectorul din care se va naşte pînza Perşanilor suferă o ridicare destul de pronunţată — aici nu se vor mai depune decît foarte sporadic depozite carixiene, aaleniene şi bathoniene (P a t r u l i u s et al., 1966) — în timp ce domeniul pînzei Hăghimaşului suferă o scufundare corespunzătoare depunerii Kimmeridgianului („amonitico rosso") şi apoi o ridicare treptată, încetă, în timpul căreia se depun calcarele tithonice, care nu sînt depozite de adîncime prea mare. Un moment de îndulcire se produce la începutul Cretacicului inferior — în orizontul marnos ce conţine cha-

Institutul Geologic al României

racee — apoi regimul marin revine în aceleaşi condiţii de batimetrie (adîncime nu prea mare).

Vedem din cele de mai sus că dacă la început şanţul transilvan era bine individualizat, spre sfîrşitul Jurasicului şi în Cretacicul inferior el a suferit, diferenţiat pe sectoare, o ridicare apropiindu-se de caracterele unui rid. Acest fapt a favorizat negreşit formarea pînzelor de cuvertură transilvane, uşurînd deslipirea depozitelor masive calcaroase de pe soclul lor. Antrenarea lor, gravitaţională în cea mai mare parte, spre şanţul bucovinic a început din mijlocul Cretacicului inferior. Pînza Perşanilor, care avea o poziţie mai externă şi mai ridicată a pornit prima fiind urmată apoi de cea a Hăghimaşului, aceasta din urmă continuînd să înainteze mai mult şi eventual mai departe, pînă la sfîrşitul Albianului.

În urma consideraţiilor făcute mai sus se poate conchide că în Carpaţii Orientali interni avem de-a face cu trei şanţuri paralele: şanţul flişului din pînza de Ceahlău, şanţul bucovinic şi şanţul transilvan, separate, primele două, de ridul sub-bucovinic care prezintă o treaptă mai coborîtă spre exterior, ultimele două de o cordilieră care a fost depăşită tectonic în timpul proceselor de şariaj. De aici putem deduce că în această parte a Carpaţilor Orientali avem un cuplu şi jumătate de tipul celor descrise de A u b o u i n (1959, 1965). Ţinînd seama de întreg segmentul Carpaţilor Orientali numărul acestora creşte. Mergînd mai departe cu comparaţiile putem atribui şanţul transilvan şi cel bucovinic tipului de şanţ eugeosinclinal, bazaţi pe prezenţa rocilor eruptive bazice. Din aceste comparaţii reiese în primul rînd faptul că încadrarea elementelor paleotectonice în schema propusă de A u b o u i n se face cu dificultate, numărul şanţurilor eu- şi respectiv miogeosinclinale este mai mare, decît cel propus de acest autor pentru un segment geosinclinal.

Prezenţa rocilor ultrabazice în pînzele transilvane ridică problema fracturilor profunde ce au existat în soclul zonelor lor de sedimentare, fracturi pe care au venit aceste magme. Caracterul de pînze de cuvertură ne împiedică să analizăm direct soclul iniţial al pînzelor transilvane. Putem doar să presupunem că în fundamentul actualei depresiuni a Transilvaniei a rămas măcar o parte a acestuia, situat la vest de pînza bucovinică. Fractura care a permis ascensiunea magmelor bazice şi ultrabazice credem că era plasată pe marginea dinspre domeniul pînzei Perşanilor întrucît aici se cunosc produsele ultrabazice. Foarte probabil că ea mărginea spre interior, adică spre şanţul transilvan, cordiliera pe care am presupus-o că separa aceasta de şanţul bucovinic.

Zona de alimentare a efuziunilor bazice din pînza bucovinică nu trebuie căutată, avînd în vedere caracterele lor petrografice, la o adîn-

Institutul Geologic al României

cime prea mare, în orice caz ea se poate plasa mai sus decît pentru serpentine aşa că putem admite că ea nu trebuie să coincidă cu a acestora din urmă, deşi pentru motive de simplificare s-ar putea considera că sursa lor este comună. În acest caz ea ar fi legată de aceeaşi cordilieră plasîndu-se doar pe flancul estic al acesteia. În caz contrar este foarte probabil ca sursa efuziunilor bazice din pînza bucovinică să fie plasată în zona de joncţiune a acesteia cu ridul sub-bucovinic. În favoarea celei de a doua ipoteze vine faptul că erupţiunile bazice sînt mai bogate pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş decît pe cel intern, deşi nici pe acesta din urmă nu lipsesc.

Ansamblul de şanţuri şi riduri sau cordiliere definite mai sus reprezintă elementele paleotectonice ale masivului maramureşan. Ele pot fi parţial regăsite la nord sau la sud de acesta. Toate concluziile pe care le-am avansat se referă doar la acest masiv şi numai parţial la celelalte segmente carpatice. Nu este însă locul să depăşim cadrul masivului maramureşan, aşa încît ne vom opri aici cu consideraţiile privind reconstituirile paleotectonice. Sintetizînd toate consideraţiile făcute în acest capitol am vrea să reţinem cîteva idei pe care le considerăm mai importante :

zona cristalino-mezozoică, deşi reprezintă numai o parte a segmentului oriental al sistemului orogenic carpatic a rezultat dintr-un ansamblu complex de şanţuri sau cordiliere ;

evoluţia în timp a acestora a fost inegală din punct de vedere al păstrării caracterului lor primar. Unele, în speţă şanţul transilvan a suferit inversiuni parţiale sau totale, transformîndu-se într-o zonă cu caractere de rid ;

în zona cristalino-mezozoică se pot recunoaşte cel puţin două şanţuri cu caracter eugeosinclinal ; dacă adăugăm acestora şi şanţul din care a luat naştere pînza flişului negru numărul lor creşte la trei ;

ridul sub-bucovinic este cel mai ridicat element paleotectonic din Carpaţii Orientali care s-a păstrat într-una din unităţile structurale ale acestora.

## CONCLUZII

Cercetările întreprinse în partea centrală şi nordică a sinclinalului Hăghimaş ne-au permis să distingem trei pînze de vîrstă alpină, suprapuse : pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică şi pînza Hăghimaşului. Ele sînt caracterizate prin succesiuni stratigrafice proprii înglobînd depozite sedimentare de vîrstă triasic-eocretacică. Cele trei succesiuni sînt :

Institutul Geologic al României

În pînza bucovinică :

| | |
|---|---|
| Şisturi cristaline | — seria de Bistriţa-Barnar |
| | — seria de Tulgheş |
| | — seria gnaiselor de Rarău |
| Paleozoic superior | — conglomeratele de Hăghimaş |
| Seisian | — gresii şi conglomerate cuarţitice |
| Campilian-Anisian | — dolomite |
| Ladinian | — calcare cu *Diplopora* |
| Carnian | — calcare şi dolomite |
| Sinemurian-Carixian | — calcare oolitice feruginoase |
| Domerian | — calcare conglomeratice şi grezoase |
| Aalenian(+Toarcian)-Bathonian | — calcare grezoase |
| Callovian-Oxfordian | — radiolarite |
| Kimmeridgian | — calcare roşii în plăci |
| Tithonic-Valanginian | — strate de Lunca |
| Hauterivian | — conglomerate de Chicera |
| Barremian-Albian | — formaţiunea de Wildflysch |

În partea de nord-vest a regiunii cercetate am reuşit să separăm un facies particular al Triasicului — faciesul cu radiolarite — în care la nivelul Seisianului şi al Campilian-Anisianului se intercalează radiolarite roşii şi verzi.

În pînza sub-bucovinică :

| | |
|---|---|
| Şisturi cristaline | — seria de Tulgheş |
| | — seria de Bistriţa-Barnar |
| Seisian | — gresii şi conglomerate cuarţitice |
| Campilian | — şisturi de Campil |
| Anisian | — dolomite |
| Liasic inferior | — conglomerate cuarţitice, gresii, marne negricioase |
| Dogger | — calcare negricioase în plăci |
| Neocomian | — brecii şi marnocalcare |

În pînza Hăghimaşului :

| | |
|---|---|
| Werfenian | — strate de Werfen |
| | — şisturi de Campil |

Institutul Geologic al României

| | |
|---|---|
| Triasic mediu | — dolomite, calcare cu silex, radiolarite |
| | — calcare grezoase roşii cu *Daonella lömmelli* |
| Triasic superior | — calcare de Hallstatt |
| | — calcare grezoase cenuşii cu *Monotis salinaria* |
| Sinemurian | — calcare marnoase roşii de Adneth |
| Bathonian | — calcare feruginoase oolitice |
| Kimmeridgian | — calcare roşii, calcare cenuşii, gresii calcaroase (strate cu *acanthicum*) |
| Tithonic | — calcare masive (Stramberg) |
| Neocomian | — marnocalcare |
| | — calcare masive |
| Urgonian | — calcare masive cu pahiodonte şi orbitoline |

Transgresiv peste pînza bucovinică şi cea a Hăghimaşului am separat o cuvertură post-tectonică reprezentată de o stivă de conglomerate şi gresii pe care le-am denumit conglomeratele de Bîrnadu. Ele sînt de vîrstă vraconian-cenomaniană.

Prin studii de microfacies am reuşit :

să punem în evidenţă un nivel de crinoizi în Seisianul pînzei bucovinice (în faciesul cu radiolarite) ; este cel mai vechi nivel cu crinoizi cunoscut pînă acum în Mezozoicul din Carpaţii Orientali ;

să stabilim mai precis vîrsta calcarelor ladiniene din pînza bucovinică ;

să determinăm prezenţa unui microfacies caracteristic cu „filamente" pentru calcarele şi dolomitele din acoperişul Ladinianului bucovinic ;

să stabilim asociaţia microfaunistică specifică Tithonicului din pînza Hăghimaşului ;

să determinăm prezenţa unui nivel de apă dulce, cu characee, în Neocomianul pînzei Hăghimaşului ; este prima semnalare a unui astfel de microfacies în Carpaţii Orientali ;

să precizăm pe baza conţinutului în tintinide vîrsta stratelor de Lunca ;

să precizăm vîrsta urgoniană a anumitor masive calcaroase din pînza Hăghimaşului.

Din punct de vedere tectonic am putut să distingem în cele trei pînze separate şi mai ales în cea bucovinică, una sau mai multe faze de deformări pre-paroxismale :

Institutul Geologic al României

în pînza bucovinică ele corespund fazelor doneţ, nevadiană şi austro-alpină ;

în pînza sub-bucovinică cel puţin fazei austro-alpine ;

în pînza Hăghimaşului fazelor nevadiană şi austro-alpină.

Faza paroxismală în care s-au pus în loc pînzele separate este faza mezocretacică.

Am putut distinge şi deformări post-paroxismale care s-au realizat foarte probabil în două faze diferite : laramică şi savică.

Pînzele pe care le-am distins în sinclinalul Hăghimaş aparţin la două grupe sau sisteme diferite, suprapuse : grupa pînzelor centrale din care fac parte pînzele bucovinică şi sub-bucovinică şi grupa pînzelor transilvane din care face parte pînza Hăghimaşului. Pînzele din primul grup sînt pînze de soclu de tipul pînzelor de forfecare, cele din al doilea grup sînt pînze de cuvertură de tipul pînzelor de decolare.

Din analiza raporturilor între structura internă a pînzei Hăghimaşului şi planul de şariaj am dedus că acesta din urmă are caracterele rabotajului bazal definit de P. F a l l o t.

Deformările post-paroxismale au fost încadrate la tipul retroîncă lecărilor şi al cutelor retrodeversate, întrucît ele au o vergenţă contrară vergenţei generale a lanţului orogenic şi sînt de vîrstă mai tînără decît deformările principale.

În seriile ante-alpine am admis existenţa unui şariaj de vîrstă hercinică în care seria gnaiselor de Rarău încalecă seria de Tulgheş. Acest şariaj are foarte probabil vergenţă vestică, aşa cum admitem că a avut întreaga catenă hercinică din Carpaţii Orientali.

Reconstituind elementele paleotectonice am ajuns să distingem în partea internă a Carpaţilor Orientali :

şanţul transilvan, din care au provenit pînzele cu acelaşi nume ; el a suferit după Liasicul inferior o inversiune, mai întîi parţială şi apoi totală, terminîndu-şi evoluţia cu caracterul unui rid de pe care s-au decolat pînzele ;

cordiliera pre-transilvană, care separa spre exterior şanţul transilvan, ea a fost acoperită şi depăşită în timpul proceselor de şariaj ;

şanţul bucovinic, care corespunde pînzei cu acelaşi nume ; este cel mai important element paleotectonic negativ al zonei cristalino-mezozoice ;

ridul sub-bucovinic, care prezintă spre exterior o treaptă mai coborîtă ; aceasta din urmă corespunde unităţii de Bretila (cea mai profundă uni-

Institutul Geologic al României

tate tectonică din zona cristalino-mezozoică) restul ridului reprezentînd pînza sub-bucovinică ;

șanțul flișului de Ceahlău, din care a provenit pînza de Ceahlău.

Prezența rocilor eruptive bazice și ultrabazice în pînzele transilvane și în cea bucovinică conferă șanțurilor respective caracterul eugeosinclinal. Prezența mai multor șanțuri eugeosinclinale în același segment orogenic pune sub semnul întrebării valabilitatea schemei propusă de A u b o u i n.

În ansamblul său regiunea studiată constituie un exemplu de structură alpină complicată, în care fenomene complexe de sedimentare variată și de deformări succesive și de vergențe adesea contrarii au creat un eșafodaj grandios.

*Primit la redacție: octombrie 1972*

Institutul Geologic al României

## BIBLIOGRAFIE


Aeger D. V. (1956) A Monograph of the Britisch Liassic Rhynchonellidae. *Pal. Soc.* London.

Alexandrescu Gr., Mureşan Georgeta, Peltz S., Săndulescu M. (1968) Notă explicativă a foii Topliţa, sc. 1 :200.000, Inst. Geol. Bucureşti.

Atanasiu I. (1927) La masse cristaline et les dépôts mésozoique des monts Hăghimaş dans la partie orientale de la Transilvanie. *Assoc. avanc. géol. Carp. 2-e réun. Guide des excursions.* Bucarest.

— (1929) Recherches géologiques dans les environs de Tulgheş. *An. Inst. Géol. Roum.*, XIII, Bucureşti.

— Răileanu Gr. (1952) Contribuţiuni la cunoaşterea Liasicului din Munţii Hăghimaş. *Bul. Acad. RSR., Secţ. Biol. Agron. Geol. Geogr.*, II, 5, Bucureşti.

Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. (1956) Studiul petrografic al eruptivului din munţii Bîrgăului. *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.

Aubouin J. (1959) À propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), 2, Paris.

— (1965) Géosynclines Devel. Geotect. 1. *Elsev. Publ. Comp.* Amsterdam-London. New York.

— (1967) Quelques problèmes de sédimentation géosinclinale dans les chaines alpines de la Méditerranée moyenne. *Geol. Rundsch.* 56, 1, Stuttgart.

Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaş-Ciuc (Carpates orientales). *An. Inst. Géol. Roum.* XXI, Bucureşti.

— Papiu V. C. (1953) Jaspurile triasice de la Pojorîta. *Bul. St. Acad. R.P.R., Secţ. Biol. Agron. Geol. Geogr.*, V, 4, Bucureşti.

— Armaşu I., Papiu V. Corvin (1957) Recifal neocomian de la Gura Dămucului. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

— (1958) Scurtă prezentare asupra hărţii geologice a împrejurimilor Cheilor Bicazului, întocmită de prof. I. Atanasiu. *An. Com. Geol.*, XXIV, Bucureşti.

— (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

— Papiu V. C. (1962) Asupra silicolitelor cretacice inferioare din cuveta marginală a Carpaţilor Orientali. *D.S. Com. Geol.*, XLVI, Bucureşti.

Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M. (1967) Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Geol.*, LIII/1, Bucureşti.

— Bercia Elvira (1970) Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni. *An Inst. Geol.*, XXXVIII, Bucureşti.

Bistritzky A. (1964) Slovensky Kras. *Ustr. Ust. Geol.* Bratislava.

Cadisch J. (1953) Geologie der Schweizer Alpen II-ed. Basel.




Institutul Geologic al României

Carozzi A. (1960) Microscopic Sedimentary Petrography. John Wiley and Sons. *Inc. Publish.* New York and London.

Ciocîrdel R., Patrulius D. (1960) Observaţii asupra unei klippe de calcare jurasice incorporate depozitelor eocretacice din sinclinalul Hăghimaş (Carpaţii Orientali). *Comun. Acad. R.P.R.*, X, 1, Bucureşti.

Codarcea Al., Dessila-Codarcea Marcela, Ianovici V. (1958) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Acad. R.P.R., Secţ. Geol. Geogr.*, II, 3—4, Bucureşti.

Collignon H. (1964) Echelle chronostratigraphique proposée pour les domaines Indo-Africano-Malgache (Bathonien moyen à Tithonique). *Com. Inst. Strat. Colloque. Jurass.* Luxembourg.

Contescu L. (1967) Formations et faciès dans la zone du Flysch des Carpates Orientales Roumaines. *Geol. Rundsch.* 56, 1, Stuttgart.

Cope C.W., Sarjeant W.A.S., Spalding D.A.E., Ziess A. (1964) The Kimmeridgian-Portlandian boundary. *Com. Inst. Strat. Colloque, Jourass.* Luxembourg.

Dessila-Codarcea Marcela (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.*, XII, 1, Bucureşti.

Dimitrescu R. (1960) Observaţii privind depozitele mezozoice şi tectonica regiunii Iacobeni. *Soc. Şt. Nat. Geogr., seria Geol., Comunic.* (1957—1959), Bucureşti.

— (1965) Notă asupra structurii cristalinului de Iacobeni. *D.S. Com. Geol.*, LI, 1. Bucureşti.

Dragastan O. (1968) Algues calcaires dans le Jurassique supérieur de Roumanie. *Geol. Romana*, VII, Roma.

Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi Paleogenului în bazinul Lăpuşului. *Lucr. Inst. Petrol, Gaze şi Geologie*, III. Bucureşti.

Enay (1964) L'étage Tithonique. *Com. Inst. Strat., Colloque Jurass.* Luxembourg.

Fallot P. (1944) Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la Province de Murcie. *B.S.G.F.*, 5, XIV, Paris.

Grasu C. (1969) Cercetări geologice în sedimentarul mezozoic din bazinul superior al Bicazului (Autoreferat). Iaşi.

Hain V.E., Bizova S.L., Rudakov S.G., Slavin V.I. (1968) O pokrovnoi structure Rahovskovo masiva (Vostocinîie Karpati). *Vestn., Moscou, Univ.* 5, Moscova.

Hauer Fr. (1859 a) Geologische Aufnahmen über die untersuchungen der östlichen Grenzgebirge Siebenbürgens. *Jb. k.k. geol. R..A.*, X, p. 132, Wien.

— (1859b) Geologische Übersichtskarte des östlichen Siebenbürgens. *Jb. k.k. geol. R.A.*, X, p. 180, Wien.

— Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.

— (1873) Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. *Jb. k.k. geol. R.A.*, XXIII, 1. Wien.

— (1878) Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnisse der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarischen Monarchie. Wien.

Herbich F. (1866) Eine geologische Excursion von Balan an den Vörösto, nach Bekas, Zsedan Patak, etc. *Verhandl. u. Mitt. Siebenbürg., Verf. Naturwiss.* Hermanstatd XVIII, 10, Sibiu.

— (1870) Hallstätter — Kalk in Ost — Siebenbürgen — Strambergkalk bei Thoroczko. *Verhandl. k.k. geol. R.A.*, 12, p. 227, Wien.

Institutul Geologic al României

— (1873 a) Geologische Verhältnisse des nordöstlichen Siebenbürgens. *Jahrb. d. kgl. ung. Anst.* Budapest.

— (1875b) Neue Beobachtungen in den Ost-Siebenbürgischen Karpathen. *Verhandl. k.k. geol. R.A.*, 16, p. 282—285, Wien.

— (1878) Das Szeklerland. Budapest.

Ianovici V. (1933) Etude sur le massif syéntique de Ditrău, région Jolotca, district Ciuc (Transylvanie). *Rev. Muz. Geol., Min. Univ. Cluj*, IV, 2, Cluj.

— Ionescu C. (1966) Studiul stratigrafic şi petrografic al regiunii Dămuc. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geologie*, 11, 2, Bucureşti.

— Rădulescu D., Rădulescu I., Săndulescu M. (1968) Cristaline, Mesozoic complexes and Volcanism in the East Carpathians (Central Sector). *Int. Geol. Congr. XXIII, Sess. Prague. Guid. Excurs.* 47, AC. Bucharest.

Ilie M. (1953) Structura geologică a munţilor Perşani. I. Regiunea Căciulata-Lupşa-Comana-Veneţia. *An. Com. Geol.*, XXVI, Bucureşti.

— (1954) Structura geologică a munţilor Perşani. II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol.*, XXVII, Bucureşti.

— (1958) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulungul Moldovei-pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, Bucureşti.

Iliescu Violeta, Dessila-Codarcea Marcela (1965) Contribuţiuni la cunoaşterea conţinutului microfloristic al complexelor de şisturi cristaline din Carpaţii Orientali. *D.S. Com. Geol.*, LI, 2, Bucureşti.

— Mureşan M. (1970) Contribuţii de ordin palinologic la cunoaşterea stratigrafiei şi vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalinomezozoică a Carpaţilor Orientali). *D.S. Com. Geol.*, LVI, 3, Bucureşti.

Ionescu Jana, Tiepac I., Udrescu Constanţa (1966) Determinarea vîrstei absolute prin metoda Pb. *St. tehn. econ. seria B*, 44, Bucureşti.

Jekelius E. (1922) Das mittlere und obere Jura im Gebeit des Hăghimaşul Mare in Siebenbürgen. *Bul. Secţ. Şt. Acad. Rom.* VII, Bucureşti.

Joja Th., Mutihac V., Mureşan M. (1968) Crystalline, Mezozoic and Flysch complexes of the East Carpathians (Northen Sector). *Int. Geol. Congr. XIII. Sess. Prague. Guide Excurs.* 46 AC. Bucharest.

Kaufmann F. (1887) Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse. 24, liv. 4, p. 2 (1886—1887).

Krăutner Florentina, Mirăuţă Elena (1970) Asupra prezenţei Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaţilor Orientali. *D.S. Com. Geol.*, LV, 1, Bucureşti.

Kräutner H. (1965) Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali. *Acad. RPR. St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.*, 10, 1, Bucureşti.

— (1969) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. Cerc. Geol. Geof., Geogr., seria Geol.*, XIII, 2, Bucureşti.

— Kräutner Florentina (1970) Formaţiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna. *D.S. Com. Geol.*, LV, 1, Bucureşti.

Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Géol. Roum.*, XIX, Bucureşti.

Lill de Lillienbach (1833) Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaine des Carpates. *Mém. Soc. Géol. Fr.* ser. 1, II, Paris.

Mihăilescu V. (1963) Carpaţii sud-estici. Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Mišik M. (1966) Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. *Vydav. Slov. Akad. Vied.* Bratislava.

Mojsisovics E. (1875) Ueber norische Bildungen in Siebenbürgen. *Verhandl. k.k. geol. R.A.*, 8, p. 142—145, Wien.

Mouterde R., Tintant A. (1964) Variation du Sinémurien dans la région du stratotype. *Coll. jur. Luxemb., C.R. Et Mém.* Louxembourg.

Mrazec L., Popescu-Voiteşti I. (1914) Contribution à la connaisance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum.*, Bucureşti.

Mureşan M. (1967) Structura tectonică a părţii de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali. *Acad. R.S.R. St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.* 12, 1, Bucureşti.

— (1970) Asupra prezenţei Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LVI, 4, Bucureşti.

Mutihac V. (1959) Observaţii geologice şi palcontologice la Glodu (Moldova). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* IV, 2, Bucureşti.

— Bratu Elena (1965) Fazies und Alter der Ablagerungen aus dem nördlichen Abschnitt der ostkarpatischen Aussenrandmulde. *Assoc. Geol. Carp. Balc., VII, Congr. Rep.* II, a, Sofia.

— (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal intern. Ed. Acad. RSR, Bucureşti.

Năstăseanu A., Solcan M. (1963) Asupra prezenţei zonei cu Hildoceras bifrons în sinclinalul Hăghimaş-Ciuc. *Comunic. Acad. RPR.*, XIII, 2, Bucureşti.

Neumayr M. (1873) Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum. *Abh. der k.k. geol. R.A.* V, 6, Wien.

Ogniben L. (1963) Le formazioni tipo Wildflysch delle Madonie (Sicilia Centtro-Settentrionale). *Mem. Inst. Geol. Univ. Padova*, XXIV, Padova.

Patrulius D. (1960) La couverture mésozoique des Massifs cristalins des Carpates Orientales. *Anal. Inst. Geol. Publ. Hung.*, XLIX, 1, Budapesta.

— Contescu L., Butac A. (1962) Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi împrejurimile oraşului Miercurea Ciuc (Carpaţii Orientali). *Acad. RPR. St. Cerc. Geol.*, VII, 3—4 ,Bucureşti.

— (1964) Asupra prezenţei unor calcare liasice cu Involutiona în bazinul superior al Trotuşului (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Geol.*, L, 2, Bucureşti.

— Jipa D., Ştefănescu M. (1965) Le flysch Tithonique-Néocomien des Carpates roumains. *Carp.-Balk. Geol., Assoc. VII. Congr.* Rep. II, 1, Sofia.

— Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (munţii Perşani). *An .Com. Geol.*, XXXV, Bucureşti.

— (1967) Le Trias des Carpates Orientales de Roumanie. *Geol. Sborn.* XVIII, 2, Bratislava.

— Popa Elena, Popescu Ileana (1969) Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin Moldav (Carpaţii Orientali). *An. Com. Geol.* XXXVII, Bucureşti.

Pelin M. (1967) Studiul geologic al formaţiunilor mezozoice din masivul Hăghimaş. Autoreferat. Bucureşti.

Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan-Tulgheş). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol.*, 11, 2, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului şi a klippelor exotice din Rarău (Carpaţii Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1929) Aperçu synthetique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, III, 1, Cluj.

Preda D.M. (1940) Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpates Orientales. *C R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, Bucureşti.

— Răileanu Gr. (1953) Contribuţiuni la cunoaşterea Liasicului din Perşani. *An. Com. Geol.*, XXVI, Bucureşti.

Preda I., Pelin M. (1962) Asupra Cretacicului inferior din Cheile Bicazului. *Anal. Univ. Buc. Ser., Şt. Nat., Geol.-Geogr.*, XIII, 1, Bucureşti.

— Pelin M. (1963) Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei împrejurimilor Lacului Roşu (Carpaţii Orientali). *Soc. Şt. Nat. Geogr., Comunic. Geol.* II, Bucureşti.

— Pelin M. (1964) Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei Cheilor Bicazului. *Anal. Univ. Buc. Ser. Şt. Nat. Geol.-Geogr.* XIII, 1, Bucureşti.

— Pelin M. (1965) Etude biostratigraphique des couches à Aspidoceras acanthicum de Lacul Roşu. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. VII Congr. Rep.* II, 1. Sofia.

Ramovs A. (1961) Die Entwicklung der Trias in Slovenien (nord-west Jugoslavien) nach den neusten Forschungsergebnissen. *Anal. Inst. Géol. Hung.* XLIX, 2, Budapesta.

Rosenberg G. (1958) Gelertworte zu den Tabellen der Nord-und Südalpiner Trias des Ostalpen. *Jahrb. Geol. R.A.* 102, 1, Wien.

Săndulescu Jana (1967) Contribution à la connaissance des Foraminifères éocrétaces des Carpates Orientales (Zones internes). *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII, Congr.*, I. Belgrad.

— (1969) Contribuţii micropaleontologice la cunoaşterea Cretacicului din Sinclinalul Hăghimaş. *D.S. Inst. Geol.* LIV, 3, Bucureşti.

Săndulescu M. (1964a) Structura geologică a masivului Postăvaru-Runcu (munţii Braşovului). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, Bucureşti.

— (1964b) Stratele de Sinaia şi stratele de Bistra dintre Răchitiş şi Izvorul Ciobănaşului (munţii Ciucului). *D.S. Com. Geol.* L, 2, Bucureşti.

— Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII, Congr. Rep.* I., Sofia.

— (1967a) La nappe de Hăghimaş—une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balc. VIII Congr., Rapp. géotect.* I, Beograd.

— (1967b) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgăraşului. *D.S. Com. Geol.*, LII, 2, Bucureşti.

— (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaş. *D.S. Com. Geol.*, LIII, 2, Bucureşti.

— (1969) Structura geologică a părţii centrale a sinclinalului Hăghimaş. *D.S. Com. Geol.*, LIV, Bucureşti.

Streckeisen A. (1933) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, Bucureşti.

— (1934) Tektonik des Karpatenbogens. *Geol. Mijnb.* Leiden.

Tercier J. (1947) Le Flysch dans la sédimentation alpine. *Ecl. Geol. Helv.* 40, 2, Basel.

Trauth Fr. (1909) Die Grastener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. *Beitr. Pal. Geol. Öster. Hung.* XXII, 1—2, Wien.

Turculeţ I., Grasu C. (1965) Asupra vîrstei „stratelor cu Aptychus" de la izvoarele Trotuşului. *Anal. Univ. „A. I. Cuza" Iaşi* (s.n.) II, b, XI, Iaşi.

Institutul Geologic al României

— Grasu C. (1967) Observaţii asupra stratelor cu Aptychus din regiunea Dămuc-Valea Rece (Hăghimaş). *Lucr. st. cerc. biol. geol., geogr., „Stejarul"*, 1, Iaşi.
— (1968) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice şi cretacice din cuveta Rarău-Breaza (Carpaţii Orientali). Autoreferat. Iaşi.
— Grasu C. (1969) Asupra existenţei stratelor cu Aptychus în regiunea Tulgheşului. *Lucr. st. cerc. biol. geol. geogr., „Stejarul"*, Iaşi.
Uhlig V. (1889) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz (nordöstliche Karpathen). *Sitzungsber. k. Akad. Wiss. in Wien. Math. Naturwiss.* kl. XCVII, I., Oct. p. 728—743, Wien.
— (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien, Leipzig.
— (1904) Über die Klippen der Karpathen. *Congr. Géol. Int. C.R. IX, Sess. Vienne*, p. 428-453. Wien.
— (1907) Über die Tectonik der Karpathen. *Sitzuogsber.k. Akad. Wiss.*, XVI, Wien.
Vadasz E. (1915) Geologische Beobachtungen im Persanyer und Nagyhagymas Gebirge. *Jahresb. k. ung. geol. R.S*, Budapest.
*** (1964) Colocviu asupra Jurasicului. Rezoluţie.
*** Microfacies Italiane ACIP Mineraria.

Institutul Geologic al României

# ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE CENTRALE ET SEPTENTRIONALE DU SYNCLINAL DE HĂGHIMAŞ (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

## INTRODUCTION

Les recherches commencées en 1964 dans la partie centrale du synclinal de Hăghimaş ont abouti, après quelques années de travail sur le terrain et en laboratoire, à donner une image structurale et stratigraphique sensiblement différente de celles des autres travaux exécutés dans cette région des Carpates Orientales.

Pendant ces recherches, ont été abordé des problèmes assez difficiles, dont la solution a réclamé la connaissance détaillée de la structure géologique de l'ensemble de la zone cristallino-mésozoïque, qu'on a parcourue dans ce but le long de toutes les grandes coupes transversales ouvertes par les principales vallées qui la traversent. L'ensemble de ces recherches nous a permis de faire quelques généralisations, dépassant le cadre strict du périmètre étudié.

## GÉNÉRALITÉS

### Caractères géologiques généraux

Le synclinal de Hăghimaş, dont le secteur central et septentrional fait l'objet de notre étude, représente le segment méridional du ,,synclinal marginal est-carpatique'' (U h l i g, 1903). C'est un synclinal de nappes, une structure à grand rayon de courbure, né de la déformation de la partie frontale d'une pile d'unités charriées superposées qui appartiennent à des systèmes ou groupes distincts, tant par leur genèse que par leur constitution. Le système inférieur est représenté par le groupe de nappes centrales (nappes de socle, de cisaillement, constituées de formations cristallophylliennes et de dépôts mésozoïques-prévraconiens); le système supérieur renferme les nappes transylvaines (nappes de couverture, de décollement, formées exclusivement de dépôts sédimentaires mésozoïques, prévraconiens). Dans le secteur étudié, au groupe des nappes centrales se rattachent la nappe bucovinienne et la nappe sub-bucovinienne et aux nappes transylvaines — la nappe de Hăghimaş.

### Caractères hydrographiques

La plus grande partie de la région est occupée par le bassin hydrographique du Bicaz. Le caractère du réseau hydrographique est, dans ce bassin, nettement rectangulaire, surtout lorsqu'il s'agit des affluents de droite du Bicaz (Dămuc, Bicăjel), représentant des vallées lon-

Institutul Geologic al României

gitudinales typiques. Le profil transversal des cours d'eaux est très différent, même le long du même ruisseau, variant des vallées étroites à parois abruptes, dans les massifs calcaires et dolomitiques, jusqu'à des vallées à zones alluvionaires larges et à versants mous, dans la formation de Wildflysch. On ne connaît des terrasses dans ce bassin hydrographique que sur la vallée du Jidanu et sur celle du Dămuc. On peut mentionner, tout spécialement dans le bassin hydrographique du Bicaz, le caractère dissymétrique du bassin de la vallée épigénique du Dămuc, dont les affluents de gauche sont très courts par rapport à ceux de droite.

On a touché seulement une petite partie du bassin hydrographique de l'Olt, sur ses affluents de gauche dans la région de ces sources. Ils ont un caractère torrentiel et sont, pour la plupart, remplis d'éboulements.

Le bassin hydrographique de Bistricioara a été étudié sur une partie réduite, dans la région du mont Hăghieș contourné par un réseau radiaire dissymétrique. A l'extrémité S de la région, on a atteint aussi quelques ruisseaux du bassin hydrographique du Trotuș.

### Caractères orographiques

La région étudiée correspond à la partie centrale et septentrionale des monts de Hăghimaș, qui appartiennent au groupe des monts de la Bistrița moldave (Mihăilescu, 1963). La crête principale des monts de Hăghimaș, à altitudes variant entre 1252 m (col de Pîngărați) et 1792 m (mont Hăghimașul Mare) correspond, au S du col mentionné, à la crête hydrographique des Carpates Orientales. On peut distinguer, dans la partie orientale des monts de Hăghimaș, une crête moins haute — la crête du Dămuc — correspondant à un bas échelon de relief (Mihăilescu, 1963), bien individualisée au S de la vallée du Bicaz et encadrée par deux vallées longitudinales — la vallée du Dămuc et la vallée du Bicăjel. Le haut échelon de relief correspond aux plateaux de nivellement qui s'enchaînent le long de la crête principale des monts de Hăghimaș, dont l'âge est plus ancien que celui du réseau hydrographique du Bicaz, qui les sépare de manière évidente.

L'aspect du relief, très varié, est sensiblement influencé par la constitution géologique. On peut remarquer notamment : les surfaces structurales très bien exprimées sur le flanc occidental du synclinal de Hăghimaș, les inversions de relief surtout dans les zones de développement des conglomérats de Bîrnadu, ou le contraste entre le relief de la nappe de Hăghimaș et la formation de Wildflysch de la nappe bucovinienne.

Le large développement des roches carbonatées a favorisé l'installation des formes d'érosion karstique. Le karst superficiel est sensiblement plus développé que celui souterrain. Les gorges sont les formes les plus importantes du karst superficiel de Hăghimaș ; les Gorges du Bicaz (3,8 km de longueur, 400-600 m de profondeur), les gorges du Bicăjel (1,5 km de longueur, 300-400 m de profondeur) et les gorges du Lapoș (1,3 km de longueur, 250 m de profondeur) étant les plus grandes formes karstiques de ce type-là. Au sein des massifs calcaires, les formes d'érosion karstique les plus fréquentes sont les lapiez et les dolines ; entre les monts Telecul Mare et Telecul Mic on voit s'individualiser une ouvala de 800 m de longueur et 250 m de largeur. Le karst souterrain est faiblement développé dans la région étudiée. On connaît seulement deux grottes (Telec et Hăghimașul Negru) et un aven (Licaș).

## EVOLUTION DES CONNAISSANCES SUR LA GÉOLOGIE DU SYNCLINAL DE HĂGHIMAȘ

La connaissance géologique du synclinal de Hăghimaș a traversé plusieurs étapes, correspondant, en général, à celles de la connaissance de la structure de la zone cristallino-mésozoïque dans son ensemble.

Institutul Geologic al României

**Première étape.** On peut considérer l'accumulation des premiers renseignements sur la constitution géologique des monts de Hăghimaş achevée avec les ouvrages de généralisation de Uhlig. Elle comprend les recherches de Lilienbach (1833), Hauer (1859), Hauer et Stache (1863), Herbich (1866, 1870, 1873, 1878), Mojsisovics (1875), Neumayr (1873), Uhlig, (1899, 1903, 1907) et enfin Vadasz (1915). Les plus importants en sont ceux de Herbich et de Uhlig, qui représentent d'ailleurs les premiers schémas documentés sur la stratigraphie et la tectonique de la zone cristallino-mésozoïque.

**Deuxième étape.** La période 1920-1944 est marquée, pour ce qui est de la recherche géologique du synclinal de Hăghimaş, par les ouvrages de Atanasiu (1927, 1929) et de Băncilă (1941) qui ont rédigé la première carte moderne du synclinal et ont apporté des corrections substantielles aux schémas stratigraphiques existants jusqu'alors. On peut citer encore—pour cette période — les ouvrages de Jekelius (1922), Streckeisen (1933, 1934), Földvari, Pantó (1950) et Noszky (1950).

Le schéma élaboré par Atanasiu et Băncilă est fondé sur l'idée que dans le synclinal de Hăghimaş il y a une seule série sédimentaire, qu'on peut diviser en plusieurs cycles de sédimentation, les déformations tectoniques qu'elle a subies ne dépassant guère l'ampleur des failles inverses.

**Troisième étape.** Après la deuxième guerre mondiale, les recherches sont devenues plus détaillées. Băncilă (1958) réalise la synthèse de toutes les connaissances sur la zone cristallino-mésozoïque en général y compris le synclinal de Hăghimaş, en proposant une nouvelle interprétation tectonique : l'unité centrale charriée sur la zone du flysch ; en ce qui concerne la stratigraphie, il fait peu de modifications par rapport au schéma antérieurement établi.

Patrulius seul (Patrulius, 1960) ou en collaboration (Ciocîrdel, Patrulius, 1960; Patrulius, Contescu, Butac, 1962; Patrulius, Popa, Popescu, 1969) apporte des contributions surtout d'ordre stratigraphique et cartographique sur la partie méridionale du synclinal de Hăghimaş.

Preda et Pelin (1962, 1963, 1964, 1965) et aussi Pelin (1967), en étudiant la partie centrale du synclinal, offrent quelques contributions de détail sur la stratigraphie, spécialement des dépôts jurassiques, en partant de la découverte de nouveaux points fossilifères.

Turculeţ et Grasu (1965, 1968) publient les résultats de leurs études concernant les couches de Lunca.

Il est à remarquer que tous les auteurs cités ci-dessus admettent l'idée de l'existence d'une seule série sédimentaire mésozoïque dans le synlcinal de Hăghimaş. Quelques-uns seulement, (Patrulius) dans leurs derniers ouvrages, ont réexaminé cette conception, en admettant l'existence de plusieurs séries synchrones superposées tectoniquement.

En même temps que nous, ont travaillé, sur des parties plus ou moins étendues du synclinal de Hăghimaş, Grasu (1969) et Dragastan (1968, 1971). Le premier a donné une série de contributions paléontologiques importantes, tout en conservant l'ancienne conception de la série sédimentaire unique. Le deuxième a étudié minutieusement la microfaune et la microflore des dépôts calcaires néojurassique-crétacés, en acceptant l'hypothèse tectonique avancée par nous dans les comptes-rendus préliminaires.

## STRATIGRAPHIE

Les dépôts sédimentaires développés dans la région étudiée appartiennent à trois unités tectoniques alpines (les nappes bucovinienne, sub-bucovinienne et de Hăghimaş), celles cristallophylliennes seulement à deux (bucovinienne et sub-bucovinienne).

Institutul Geologic al României

## SCHISTES CRISTALLINS

Nos recherches ont envisagé en moindre mesure l'étude des séries cristallophylliennes que celle des formations sédimentaires. On a pu reconnaître, dans le périmètre étudié, deux séries cristallophylliennes : la série des gneiss de Rarău et la série de Tulgheș, les deux traversées par des roches filoniennes.

### Série des gneiss de Rarău

La série des gneiss de Rarău (B e r c i a et al., 1967) renferme, sur les deux flancs du synclinal de Hăghimaș, des formations mésométamorphiques. Elles correspond à ce qu'on a séparé aussi sous les noms de : série de Hăghimaș (K r ă u t n e r, 1938), série gneissique (B ă n c i l ă, 1941), série migmatique (P i t u l e a, 1967), série de Rarău (M u r e ș a n, 1968) et seulement d'une manière partielle à la série mésométamorphique séparée par certains auteurs (I a n o v i c i, I o n e s c u, 1966; R ă d u l e s c u et al., 1967) qui réunissaient sous cette dénomination toutes les séries mésométamorphiques des Carpates Orientales. On a préféré l'hypothèse, unanimement reconnue à présent, de la genèse de cette série dans les conditions du métamorphisme régional, à celle avancée jadis par A t a n a s i u (1929), selon laquelle il s'agirait des massifs intrusifs granodioritiques, entourés par leur auréole de contact de type mésozonal.

Dans la région étudiée, les suivants types de roches participent à la constitution de la série des gneiss de Rarău :

micaschistes à muscovite et à biotite
paragneiss à biotite ± grenats
gneiss oeillés blancs (gneiss de Prisecani)
gneiss quartzo-feldspathiques à muscovite ± biotite
schistes quartzitiques à muscovite et à biotite
amphibolites
granodiorites et diorites à hornblende.

Les roches les plus fréquentes sont les micaschistes et les paragneisses. On a rencontré les gneiss de Prisecani sur des superficies restreintes, dans la partie N de la crête de Dămuc. Les gneiss quartzo-feldspathiques jalonnent le front replissé de la nappe des gneiss de Rarău, au S de la vallée du Bicaz ; ils se rangent très probablement vers la base de la série du même nom.

On a émis différentes hypothèses sur la genèse des granodiorites et des diorites à hornblende (A t a n a s i u, 1929 ; B ă n c i l ă, 1941 ; R ă d u l e s c u dans I a n o v i c i et al., 1968 ; M u r e ș a n, 1968). Les observations que nous avons faites montrent que ces roches apparaissent sous deux aspects différents : les granodiorites gneissiques, concordants aux schistes cristallins, et les granodiorites massifs, à caractère discordant. Dans le premier cas, il s'agit probablement d'intrusions métamorphisées, après leurs mise en place en même temps que la série des gneiss de Rarău ; dans le deuxième, on a probablement affaire à un processus subséquent de feldspathisation, succédant au métamorphisme.

### Série de Tulgheș

La série de Tulgheș (S t r e c k e i s e n, 1932, 1933) a été poursuivie le long de la crête de Dămuc. On a longtemps encadré dans cette série toutes les formations épimétamorphiques du massif de Maramureș. A la suite de la séparation d'autres séries épizonales dans ce massif (K r ă u t n e r, 1968 ; B e r c i a et B e r c i a, 1970), le contenu de la série de Tulgheș a été

Institutul Geologic al României

plus clairement précisé et délimité. Dans la région étudiée, la série de Tulgheş a été antérieurement séparée sous différentes dénominations : schistes cristallins formés dans la zone supérieure (épizone) (A t a n a s i u, 1929), série chlorito-phylliteuse (B ă n c i l ă, 1941) série épimétamorphique (I a n o v i c i, I o n e s c u, 1966). Dans le périmètre étudié nous avons rencontré les suivants types de roches formant la série de Tulgheş :

phyllites
roches porphyrogènes (métatufs et métatuffites acides)
quartzites noirs
calcaires cristallins
porphyroïdes.

Les phyllites chloriteuses, sériciteuses ou graphiteuses représentent la masse fondamentale de cette série. La teneur en quartz augmente quelquefois en allant jusqu'aux phyllites quartzitiques, chloriteuses ou sériciteuses. Les roches porphyrogènes constituent le deuxième élément pétrographique qui définit la série de Tulgheş ; on les a rencontrées bien développées au sud de la vallée du Bicaz. Les quartzites noirs sont associés, dans la région analysée, aux calcaires cristallins et souvent aux schistes graphiteux ; ils n'ont pas d'accumulations de manganèse.

Par rapport à la succession établie dans la série de Tulgheş, des monts de Bistriţa, (B e r c i a et al., 1967) et tenant compte 1) que les quartzites noirs et les calcaires cristallins s'associent dans les limites d'un paquet dépourvu de roches porphyrogènes, 2) que les quartzites noirs ne sont pas manganésifères et 3) que ce paquet est inclus entre deux piles de roches porphyrogènes, on peut attribuer le paquet de quartzites noirs et de calcaires au complexe de Suhard-Alunu. Les paquets de schistes cristallins de leur mur et de leur toit se rattacheraient donc au complexe volcanogène moyen et respectivement supérieur. Mais, ils sont développés d'une façon incomplète, étant délimités par des surfaces de discontinuité tectonique (cisaillement), surface de charriage de la nappe bucovinienne au cas de celui moyen, celle de la nappe des gneiss de Rarău pour le complexe supérieur.

Les récentes recherches palynologiques (I l i e s c u, D e s s i l a-C o d a r c e a, 1964 ; I l i e s c u, M u r e ş a n, 1970 ; I l i e s c u dans B e r c i a et al., 1970) ont indiqué pour la série de Tulgheş l'âge riphéen-cambrien inférieur. Il paraît qu'il n'existent pas des termes plus jeunes que l'Eocambrien dans cette série. Elle aurait pu donc être métamorphisée dans la tectogenèse baïkalienne, mais on ne saurait écarter la possibilité d'un métamorphisme calédonien.

### Roches filoniennes

Dans le périmètre étudié les roches filoniennes sont représentées seulement par des filons de quartz, parfois pyritifères (la vallée de Stîna). À proximité de la région étudiée, à l'ouest du synclinal de Hăghimaş, tant la série de Tulgheş que la série des gneiss de Rarău sont traversées par des lamprophyres et des diabases, génétiquement liées au massif de Ditrău, d'âge hercynien (C o d a r c e a et al., 1958 ; I a n o v i c i et al., 1968). Les roches filoniennes associées aux schistes cristallins ne traversent jamais les dépôts sédimentaires qui reposent normalement sur ces derniers.

Institutul Geologic al României

## FORMATIONS SEDIMENTAIRES

### Trias

*Nappe bucovinienne*

Les Trias bucovinien est caractérisé par : 1) le large développement des dolomies, 2) le faciès quartzitique du Séisien, 3) le faible développement du Trias supérieur.

Les dépôts triasiques se développent, dans la nappe bucovinienne, sur les deux flancs du synclinal de Hăghimaş. Sur le flanc interne ils peuvent être poursuivis d'une manière continue entre Piatra Crăpată et la vallée du Lapoş, touchant le développement maximum dans les environs de Lacul Roşu. Sur le flanc externe, les apparitions du Trias sont discontinues, en formant soit des boutonnières anticlinales, soit des lambeaux d'érosion, dont le plus grand est situé dans le mont de Chicera. Les apparitions continues des dépôts triasiques à l'extrémité N du synclinal de Hăghimaş marquent la liaison périsynclinale des deux flancs.

Au sein des dépôts triasiques bucoviniens nous avons distingué, dans le synclinal de Hăghimaş, deux faciès : le faciès normal et le faciès à radiolarites.

*Faciès normal*

*Séisien.* Les dépôts par lesquels débute la série bucovinienne sont représentés par des : conglomérats, microconglomérats et grès quartzitiques, oligomictiques (très bien triés -caractère de shelf). Ces dépôts supportent, en quelques endroits, des schistes argileux noirâtres ou violacés à intercalations de grès argileux et de minces couches de dolomies. Nous expliquons la rareté des apparitions de la partie supérieure du Séisien et aussi, en général, le développement aréal réduit des dépôts de cet âge, par la présence d'une lacune intrawerfénienne, associée en même temps à un décollement partiel des dolomies de leur substratum (S ă n d u l e s c u, 1968, 1969).

La plupart des chercheurs ont attribué les dépôts décrits ci-dessus au Séisien (A t a n a s i u, 1927, 1929 ; B ă n c i l ă, 1941 etc.) s'étayant sur le fait que dans leur toit il y a une faune campilienne, mais d'autres ont considéré que ces dépôts seraient permiens (U h l i g, 1903 ; I l i e, 1958). Nous allons ajouter, afin de renforcer la première hypothèse, les observations faites dans une région située plus au sud (Codlea), où les dépôts quartzitiques séisiens sont séparés des dépôts permiens par une discordance (S ă n d u l e s c u dans P a t r u l i u s et al., 1968).

*Campilien-Anisien.* Au dessus des dépôts séisiens ou directement sur les schistes cristallins se développe une série dolomitique à épaisseurs variables (10-420 m), comprise entre des limites de discontinuité. Les plus fréquents types pétrographiques sont les dolomies cryptocristallines et les microbrèches dolomitiques, les dernières étant formées par un processus de destruction et de resédimentation rapide, les agents de transport n'intervenant presque pas. La partie basale des dolomies devient parfois plus calcaire et stratifiée et alors on reconnaît aussi en lames minces des restes organiques (foraminifères, lamellibranches, radiolaires).

En considérant les restes fossiles trouvés à la partie basale des dolomies (A t a n a s i u, 1929 ; B ă n c i l ă, 1941 ; P r e d a, P e l i n, 1961 ; G r a s u, 1969) ou même dans la masse de celles-ci (P e l i n 1967), on peut les attribuer au Campilien et à l'Anisien.

*Ladinien.* Les dépôts attribués au Ladinien se trouvent seulement sur le flanc ouest du synclinal (Piatra Unică, Hăghimaşul Mare, Lacul Roşu). Ils y sont représentés par des calcaires

Institutul Geologic al României

jaunâtres ou blanc-jaunâtres (dismicrites et intrabiomicrites). Leur limite inférieure est de discontinuité, étant plaqués sur différentes formations, des dolomies anisiennes jusqu'aux schistes cristallins. L'épaisseur des calcaires ladiniens varie entre 10 et 180 m.

Le contenu paléontologique de ces calcaires est généralement assez faible. Nous avons pu reconnaître dans les lames minces seulement quelques restes d'algues calcaires : *Diplopora anulata*, *Oligoporella* et *Macroporella*. On peut attribuer, à leur aide, les calcaires blancs au Ladinien, notamment à sa partie inférieure, vu que l'*Oligoporella* ne monte que jusqu'à la limite Anisien-Ladinien. Les mêmes dépôts ont été attribués, dans le synclinal de Rarău, soit au Ladinien-Carnien (?) (M u t i h a c, 1968), soit au Ladinien supérieur (P a t r u l i u s et S t ă n o i u, in P a t r u l i u s et al., 1968), sans arguments paléontologiques.

*Trias supérieur*. Au dessus des calcaires ladiniens nous avons pu séparer en quelques endroits sur le flanc interne (Piatra Unică, Hăghimaşul Mare, Lacul Roşu) un paquet de dolomies et de calcaires roses et rouges, épais de 10-100 m. Ces dépôts représentent le plus jeune terme du Trias bucovinien dans le synclinal de Hăghimaş. Les dolomies sont microcristallines, à zones de large recristallisation dolomitique et à interstices remplis d'hématite. Les calcaires sont massifs ou en plaques, micritiques, quelquefois à centres de dolomitisation, à nombreux „filaments" (coquilles embryonnaires de halobies).

A part les coquilles de halobies, on a pu reconnaître dans les calcaires néotriasiques aussi des restes d'algues dasycladacées et d'exemplaires de *Globochete alpina*. Le microfaciès à filaments et à *Globochete alpina* est connu dans les Carpates Occidentales (M i s i k, 1966) et dans l'Apennin dans le Ladinien-Carnien, les faunes de halobiidés étant fréquentes dans les Carpates Orientales surtout dans le Trias supérieur. Ces éléments nous ont déterminé à attribuer le paquet dolomitique-calcaire au Trias supérieur (S ă n d u l e s c u, 1969) et, éventuellement, au Ladinien terminal aussi.

*Faciès à radiolarites*

C'est la présence des radiolarites, à plusieurs niveaux, qui est caractéristique pour ce faciès. Abstraction faite de ces dernières, c'est la même succession lithostratigraphique que celle du faciès normal, mais incomplète, notamment : grès quartzitiques (Séisien), dolomies (Campilien-Anisien). Les radiolarites se trouvent, par rapport aux roches triasiques, en deux situations en tant qu'intercalations : dans les grès quartzitiques ou à la partie supérieure des dolomies, ou en formant un paquet indépendant dans le toit de ces dernières.

Les radiolarites sont constituées de silice cryptocristalline dont certaines variétés présentent des centres d'agglomération de quartz microcristallin ; le pigment est chloritique ou hématitique. Les radiolaires sont abondants, de type *Liosphera* et *Cenosphera*, plus rarement *Heliodiscus*. Les fragments détritiques sont représentés par le quartz ; chez certaines variétés on va jusqu'au type de radiolarites arénacées (C a r o z z i, 1966).

L'association des radiolarites aux grès quartzitiques séisiens peut être observée dès les sources du ruisseau Suhardu vers le N, tout le long du flanc W du synclinal de Hăghieş et aussi sur une bonne partie de sa terminaison périclinale septentrionale. Au N du mont Hăghimaş, à ce niveau, on a trouvé aussi de minces intercalations de calcaires silicifiés à fragments d'échinodermes ; c'est le plus ancien niveau à échinodermes cité jusqu'à présent dans le Mésozoïque des Carpates Orientales.

L'association des radiolarites aux dolomies peut être observée dans le bassin du ruisseau Bălai, où, à la partie supérieure de ces dernières, on poursuit une alternance de paquets de

Institutul Geologic al României

radiolarites et de dolomies d'épaisseurs différentes. La succession s'achève par un paquet plus épais de radiolarites, mais qui passent latéralement à des radiolarites carbonatiques et ensuite à des dolomies silicifiées, en marquant très clairement la variation lithologique longitudinale. L'association intime des radiolarites avec la partie sommitale des dolomies confère aux premières l'âge anisien.

L'aire de développement du faciès à radiolarites représente la partie profonde de la zone de sédimentation du Trias bucovinien. Cette profondeur ne semble pourtant pas avoir été très grande, vu que les calcaires silicifiés à échinodermes s'associent aux radiolarites. La limite entre le faciès normal et celui à radiolarites est oblique par rapport au front de la nappe bucovinienne.

*Nappe sub-bucovinienne*

Le Trias sub-bucovinien constitue la masse principale des lambeaux de rabotage de Gura Dămucului et du mont Bîtca Rotundă.

Dans le lambeau de rabotage de Gura Dămucului la succession du Trias débute par des schistes de Campil (calcaires marneux-sableux en plaques centimétriques), surmontés par des dolomies (Anisien). La présence des schistes de Campil est un élément caractéristique pour la partie inférieure du Trias sub-bucovinien, que nous avons retrouvé aussi dans d'autres points de la nappe, par exemple dans la vallée de la Putna (Pojorîta) où la succession est : schistes cristallins — grès quartzitiques rouges — schistes de Campil — dolomies.

*Nappe transylvaine de Hăghimaş*

Le Trias transylvain comporte, dans le synclinal de Hăghimaş, deux formes de gisement : olistolithes dans la formation de Wildflysch et lambeaux de rabotages à la base de la nappe de Hăghimaş.

On a rencontré les dépôts triasiques de faciès transylvain, groupés selon l'âge, dans les suivants endroits :

couches de Werfen — les sources du ruisseau Ciofronca
couches de Campil — les ruisseaux Fagul Muntelui et Fagul Oltului, à Lacul Roşu et le mont Hăghimaş
dolomies et jaspes — le sommet Piatra Crăpată, le mont Criminiş
grès à *Daonella lömmelli* — Piatra Crăpată
calcaires à *Monotis substriata* — le mont Ghilcoş
calcaires sableux à *Monotis salinaria* — le ruisseau Sec
calcaires de Hallstatt — Piatra Unică, le ruisseau Fagul Oltului.

Ce qui rend assez difficile l'établissement de la succession stratigraphique du Trias transylvain c'est : 1) le caractère discontinu des affleurements, 2) la double situation des dépôts triasiques (olistolithes ou lambeaux de rabotage), 3) l'existence dans le Trias supérieur au moins de deux faciès synchrones. Il faut rappeler, afin de préciser ces problèmes, que — on l'a montré déjà (Săndulescu, 1967, 1968, 1969) — le système des nappes transylvaines comporte deux unités — la nappe de Perşani et la nappe de Hăghimaş et qu'entre la nappe de Hăghimaş et les klippes de Rarău il y a des affinités facilitant l'extension de cette première jusqu'au synclinal de Rarău. Cette situation nous permet de distinguer deux séries sédimentaires différentes, toutes deux transylvaines, notamment : la série de Perşani et la série de Rarău-Hăghimaş. Elles correspondent partiellement à ce que Patrulius (1967) a séparé sous la dénomination de série transylvaine et, respectivement, la série de Rarău, avec la différence importante que la série de Rarău n'a aucune liaison avec le Trias de Iacobeni.

Institutul Geologic al României

*Werfénien.* Le Trias inférieur transylvain du synclinal de Hăghimaş appartient à la série de Perşani.

Couches de Werfén. Les couches de Werfén, constituées de marnes gris-bleuâtre satinées et de grès calcaires diaclasés forment un lambeau de rabotage à la base de la nappe de Hăghimaş. Leur âge a été déterminé à l'aide d'une faune à *Myophoria* (*Costatoria*) *costata* (Herbich, 1878; Băncilă, 1941; Grasu, 1969) campilienne. Nous apprécions que les couches de Werfén renferment seulement le Campilien inférieur et, éventuellement, une partie du Séisien, vu que dans la série de Perşani on connaît aussi des schistes de Campil.

Couches de Campil. Les couches de Campil, constituées de calcaires sableux, jaunâtres, forment des olistolithes dispersés dans la masse du Wildflysch bucovinien. Leur âge campilien est établi par des critères lithologique, des roches du même type étant intercalées dans les monts Perşani dans la vallée de Lupşa (à Cuciulata), entre les couches de Werfén et les calcaires bitumineux anisiens.

*Trias moyen.* Les dépôts médiotriasiques appartiennent à la série de Rarău-Hăghimaş. Ils sont représentés par des dolomies, calcaires silicieux et jaspes. Les deux derniers constituent la partie supérieure de la succession, en rappelant la klippe de Piatra Zimbrului (Rarău) où leur âge ladinien a été précisément établi (Popescu, Patrulius, 1964). Les dolomies reviennent à l'Anisien. Dans le synclinal de Hăghimaş on peut citer encore des calcaires gréseux rouges à *Daonella lömmelli* (Băncilă, 1945), qui participent probablement à la constitution de la suite des calcaires et des jaspes mentionnés ci-dessus.

*Trias supérieur.* Les dépôts néotriasiques connus dans le synclinal de Hăghimaş appartiennent tant à la série de Rarău-Hăghimaş qu'à la série de Perşani.

Calcaires de type Hallstatt. Les calcaires de type Hallstatt apparaissent sur des superficies réduites, sous forme de blocs dans la formation de Wildflysch. Leur âge a été déterminé dès le dernier siècle (Moisisovics, 1873).

Calcaires gréseux. Ces roches forment quelques petits olistolithes dans la formation de Wildflysch. Leur âge triasique supérieur a été déterminé à l'aide de la forme *Monotis substriata* (Herbich, 1878).

Tandis que les calcaires de type Hallstatt appartiennent à la série de Perşani, les calcaires sableux caractérisent la série de Rarău-Hăghimaş.

### Lias

*Nappe bucovinienne*

Le Lias bucovinien n'est connu que sur le flanc interne du synclinal de Hăghimaş. Il affleure sur des superficies restreintes au dessus des dépôts triasiques, aux alentours de Lacul Roşu.

On a pu séparer dans les dépôts du Lias bucovinien, en tant qu'unités lithostratigraphiques distinctes: le Sinémurien-Carixien et le Domérien.

*Sinémurien-Carixien.* Le Lias bucovinien débute par des calcaires oolithiques rouges, hématitiques, épais de 5-15 m. Le caractère hématitique, l'épaisseur réduite et la forte condensation stratigraphique leur confèrent un caractère de dépôt de haut-fond. On a déterminé dans les calcaires oolithiques une riche faune (Atanasiu, Răileanu, 1952; Grasu, Turculeţ, 1967), dont l'inventaire doit être complété par des formes de: *Involutina*

Institutul Geologic al României

*liassica* et *Involutina turgida*, déterminées en lames minces. On retrouve la plupart des formes citées dans le Lias de Gresten des Alpes Orientales. Les séules formes qui descendent en dessous de la limite Hettangien-Sinémurien sont: *Entolium liassinum*, *Entolium hehlii*, *Chlamis textorius* et *Aequipecten priscus*, mais elles sont citées aussi dans ,,le calcaire de Gresten'' (T a u t h., 1909). Pour le Carixien sont caractéristiques les formes suivantes: *Spiriferina hauerii*, *Rynchonella varriabilis*, *Cintla numismalis*, *Cintla subnumismalis* etc. La forme de *Tetrarhinchia tetraedra* est, en échange, très fréquente, seulement dans le Lias moyen (A e g e r, 1965), alors que l'*Involutina liassica* et *Involutina turgida* touchent leur développement maximum dans le Lias inférieur. Ces considérations nous ont déterminé à attribuer les calcaires oolithiques au Sinémurien-Carixien.

*Domérien*. Le Domérien est représenté par des calcaires conglomératiques ou gréseux, grisâtres, touchant jusqu'à 10 m d'épaisseur. Ils recouvrent différents niveaux de dépôts jurassiques et triasiques, ce qui met clairement en évidence l'existence d'une lacune entre le Domérien et le Carixien. P e l i n en a déterminé une faune (P e l i n, 1967) qui peut être encadrée en général dans le Lias moyen. Mais, vu que les calcaires oolithiques renferment aussi le Carixien, les dépôts, calcaire-conglomératiques doivent être attribués seulement au Domérien.

*Nappe sub-bucovinienne*

Le seul endroit où ont été trouvé des dépôts susceptibles d'être attribués au Lias se trouve dans le lambeau de rabotage de Gura Dămucului.

Entre les dolomies anisiennes et les calcaires médio-jurassiques, dans le lambeau de rabotage mentionné ci-dessus, est intercalé un paquet épais de 0,5-1 m, constitué de conglomérats quartzitiques à matrice limonitique. Vu l'âge des dépôts du mur (Trias) et du toit (Dogger) et les possibilités de corrélation avec les dépôts similaires de la vallée de la Putna (Pojorîta) attribués au Lias (S ă n d u l e s c u, 1969), les roches mentionées ci-dessus seront encadrées dans le Jurassique inférieur.

*Nappe transylvaine de Hăghimaș*

Le seul endroit, dans la nappe de Hăghimaș, où l'on connaît des dépôts liassiques c'est Piatra Unică. Ils y forment un lambeau de rabotage.

Le Lias de Piatra Unică est représenté par des calcaires argileux et schistes de couleur rouge; leur épaisseur ne dépasse guère 5 m. On en a déterminé une faune très riche de type Adneth (H e r b i c h, 1878; V a d a s z, 1915). La présence des formes *Coroniceras rotiforme* et *Asteroceras stelare* et des Arietitides en général établit d'une manière précise l'âge exclusivement sinémurien des dépôts liasiques de Piatra Unică.

**Dogger**

*Nappe bucovinienne*

Sur le flanc interne du synclinal de Hăghimaș, les dépôts médio-jurassiques de la nappe bucovinienne sont bien développés dans la région de Lacul Roșu, affleurant aussi sporadiquement

Institutul Geologic al României

sur le ruisseau Pîrîul Oii, dans le col de Ciofronca, entre Hăghimaşul Mare et Piatra Unică, à l'ouest de Piatra Ascuţită et de Piatra Crăpată.

Sur le flanc externe le Dogger affleure sur de petites superficies dans le ruisseau Arşiţa, le mont Arşiţa Almaşului, au N du ruisseau Strungi, dans le mont Bîtca Neagră, dans la vallée du Bicaz, dans les monts Criminiş et Chicera.

Dans la succession des dépôts médiojurassiques nous avons séparé deux complexes, celui inférieur Aalénien-Bathonien et celui supérieur Callovien-Oxfordien.

*Aalénien* (+ *Toarcien*?)—*Bathonien*. La plupart des dépôts attribués au Dogger appartiennent à ce complexe. Leur épaisseur est, d'habitude, de 10-60 m, touchant, exceptionnellement, dans la région de Lacul Roşu, 210-270 m. Exceptant la partie terminale, l'Aalénien-Bathonien est représenté par des calcaires gréseux, parfois à silex, séparés par des joints siltitiques ou par des marnes sableuses. La partie terminale de cet intervalle stratigraphique est constituée aux alentours de Lacul Roşu par des grès calcaires muscovitiques, des marnes sableuses grisâtres. Sur le flanc externe, dans la boutonnière située entre les ruisseaux Muntele Fagului et Valea Mare, le Dogger est représenté par des marnes sableuses et par des grès calcaires fins, correspondant à l'horizon des ,,siltites brun-noirâtres'' séparé (P a t r u l i u s et al., 1969) dans le bassin supérieur de Troţuş. Ce paquet correspond à la partie terminale du Dogger de Lacul Roşu, décrite ci-dessus.

A partir des faunes citées dans les calcaires gréseux (B ă n c i l ă, 1941 ; G r a s u, 1969), ils peuvent certainement être attribués à l'Aalénien-Bathonien. La forme de *Harpoceras radians*, citée par B ă n c i l ă soulève le problème de la présence d'une partie du Lias à la base de ces dépôts. Vu que cette forme a été trouvée dans un bloc et pas ,,*in situ*'', nous suggérons, très prudemment d'ailleurs, l'hypothèse que l'extrême base des calcaires gréseux appartienne au Toarcien. De l'horizon des ,,siltites brun-noirâtres'' B ă n c i l ă (1941) et M a t e i et al. (1968) citent des fossiles bathoniens ; ces dépôts sont équivalents de la partie terminale du Dogger de Lacul Roşu, les deux revêtant un lithofaciès similaire aux ,,marnes à *Posidonia alpina*''.

*Callovien-Oxfordien*. On va décrire l'Oxfordien au chapitre destiné au Jurassique moyen et pas au Malm, puisqu'il est intimement lié, au point de vue lithologique, au Callovien.

Nous avons attribué à l'intervalle Callovien-Oxfordien un paquet épais de 10-30 m, constitué de radiolarites rouges et vertes, à intercalations d'argiles, schisteuses siliceuses ; les radiolaires sont fort abondants, étant représentés par les types d'*Heliodiscus* (spécialement), *Rhopalastrum*, *Hagiastrum* et *Cenosphera*. La teneur en quantité du matériel clastique diminue de la partie inférieure vers la partie supérieure de paquet de radiolarites, à la fois avec l'augmentation de la teneur en silice ; cette situation vient de souligner la continuité de sédimentation entre les radiolarites et les dépôts médiojurassiques de mur.

L'absence des fossiles caractéristiques nous oblige à accorder aux radiolarites l'âge callovien-oxfordien seulement par rapport à leur position géométrique. Elles appartiennent donc, étant situées entre les dépôts bathoniens au mur et ceux malm-néocomiens au toit, à l'intervalle stratigraphique mentionné. On y peut distinguer les radiolarites callovien-oxfordiennes de celes triasiques et de celles crétacées selon les critères suivants :

les radiolarites callovien-oxfordiennes surmontent, en continuite de sédimentation les dépôts médiojurassiques ;



Institutul Geologic al României

les radiolarites crétacées ont à leur base un paquet de ,,brèches infrajaspiques", transgressives sur divers termes du Mésozoïque bucovinien, ou s'intercalent dans le Wildflysch;

les radiolarites triasiques s'intercalent dans les dépôts de même âge ou passent latéralement à ceux-ci.

*Nappe sub-bucovinienne*

L'unique apparition du Dogger sub-bucovinien dans la région étudiée se trouve dans le lambeau de rabotage de Gura Dămucului. Il est représenté par des calcaires gris-noirâtres, fins, compacts, durs, nodulaires vers leur partie inférieure. Grasu et Turculeț (1967) y ont determiné une faune bajocienne. Etant donné que nous avons déterminé en lames minces, à la partie supérieure, où les calcaires deviennent mieux stratifiés, *Trocholina* ex. gr. *alpina* et *Trocholina* ex. gr. *elongata*, nous supposons que la série des calcaires gris-noirâtres monte jusqu'au Bathonien, éventuellement jusqu'au Jurassique supérieur. Dans ce dernier cas la différenciation faciale, à ce niveau, entre les nappes bucovinienne et sub-bucovinienne est encore plus évidente.

*Nappe transylvaine de Hăghimaș*

Les seuls dépôts à faune médiojurassique pouvant être attribués à la série de Hăghimaș sont les calcaires oolithiques ferrugineux d'où Herbich, Neumayr et Jekelius ont déterminé une faune d'âge bathonien. Ils apparaissent en tant que blocs incorporés dans la formation de Wildflysch.

Les calcaires oolithiques bathoniens renferement une faune à caractères nettement différents par rapport aux faunes médiojurassiques des nappes bucovinienne et sub-bucovinienne, dont elle diffère par l'abondance des ammonoïdées. Ce fait éclaircit d'un nouveau point de vue la répartition des biofaciès du Jurassique moyen des unités charriées de la zone cristallino-mésozoïque. On constate qu'il y a une superposition presque parfaite entre les caractères biofaciaux des dépôts triasiques et du Dogger dans les trois unités superposées.

**Malm-Néocomien**

*Nappe bucovinienne*

Les dépôts du Malm et du Néocomien bucoviniens ont un développement dissymmétrique, car on les rencontre seulement sur le flanc externe du synclinal de Hăghimaș. Ils sont représentés par les couches de Lunca, qui sont bien développées dans la région des sources du Dămuc. Au nord de cette zone on les rencontre encore dans la vallée du Dămuc à Ivănuș et dans le mont de Chicera. Ce dernier point est le seul où l'on trouve aussi les dépôts kimmeridgiens, de la nappe bucovinienne.

*Kimméridgien.* Les dépôts du Malm inférieur sont représentés par des calcaires fins, gréseux, rouges, d'environ 10 m d'épaisseur, admettant des intercalations de brèches à fragments de dolomies, jaspes et roches basiques. L'âge kimméridgien est prouvé par la présence des restes de *Saccocoma* (Săndulescu, 1969) et de plusieurs formes d'ammonites (Turculeț, Grasu, 1969). Les roches antérieurement décrites — que nous avons séparée comme une unité litho-stratigraphique indépendante — ont été encadrées, par erreur — aux couches de Lunca (Turculeț, Grasu, 1969) (,,chouches à *Aptychus*", selon la conception des auteurs).

Institutul Geologic al României

*Tithonique-Valanginien* (*Couches de Lunca*). Les dépôts qu'on décrit sous le nom de ,,couches de Lunca" sont situés entre les radiolarites callovien-oxfordiennes ,,l'horizon siltitique-marneux" (Bathonien) ou les dépôts kimméridgiens au mur et la formation de Wildflysch ou ,,le flysch gréseux-calcaire et calcarénitique" au toit. A la constitution des couches de Lunca participent des : calcaires marneux, verts ou rouge-foncé, palmicritiques, à radiolaires et tintinnides ; marno-calcaires grisâtres ; marnes grises, vertes ou rouge-foncé ; grès calcaires, gris ou noirâtres, à rares et petites hiéroglyphes ; brèches calcarénitiques, à éléments de dolomies, radiolarites et schistes chloriteux ; radiolarites vertes ou grisâtres, riches en chlorite. Parmi les roches citées ci-dessus, les plus fréquentes sont : les marno-calcaires et les marnes. Les calcaires marneux rouge-foncé et les marnes de même couleur, séparées sous la dénomination de ,,couches à *Aptychus s. str.*" constituent quelques intercalations situées à différents niveaux stratigraphiques (dans les ruisseaux Valea Mare, Lupului et Brateş). Les grès calcaires sont intercalés irrégulièrement et sporadiquement dans la masse des couches de Lunca, dans les quelques secteurs où ils deviennent plus abondants, en leur imprimant un caractère flyschoïde, à séquences binaires (grès et marnes ou marno-calcaires) ou ternaires (grès-marnes-marno-calcaires). Les brèches apparaissent sporadiquement, sur les ruisseaux de Brateş, Pavaş, Guşa et dans la vallée du Dămuc à Ivănuş.

L'abondance des radiolarites et des tintinnides dans les roches pélitiques participant à la constitution des couches de Lunca nous détermine à considérer cette série comme résultant d'un sédiment du type des vases à radiolaires, pendant la sédimentation de laquelle sont intervenus, à certains intervalles plus ou moins réguliers, les apports de matériel détritique fin (grès calcaires) et rarement grossier (brèches). Certains auteurs ont rangé les couches de Lunca au préflysch (C o n t e s c u, 1967), point de vue difficile à soutenir, vu qu'elles ne précèdent guère le dépôt d'une formation de flysch (dans leur toit est développée la formation de Wildflysch) et qu'elles sont bien synchrones au flysch (couches de Sinaïa), qui s'est accumulé dans une zone située beaucoup plus à l'est.

On a pu déterminer, à l'aide de l'analyse en lames minces du matériel micropaléontologique des couches de Lunca, 5 associations de tintinnides caractérisant le :

Tithonique supérieur (la partie inférieure) à *Crassicolaria massutiniana* (très fréquente), *Crassicolaria intermedia*, *Crassicolaria brevis*, *Calpionella alpina* ;

Tithonique supérieur (la partie supérieure) à *Crassicolaria massutiniana* (fréquente), *Crassicolaria brevis*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* ;

Berriasien inférieur à *Crassicolaria parvula*, *Calpionella alpina* (fréquente) ; *Calpionella elliptica* (fréquente), *Tintinopsella longa*, *Tintinopsella carpatica* ;

Berriasien à *Tintinopsella carpatica*, *Tintinopsella longa* ;

Berriasien supérieur-Valanginien à *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionella alpina*.

Il faut remarquer qu'on peut — à l'aide des tintinnides — attribuer les couches de Lunca à l'intervalle Tithonique (supérieur)-Valanginien (au moins sa partie inférieure). T u r c u l e ţ et G r a s u (1969) ont y également déterminé une riche faune à *Aptychus*, selon laquelle ils les rangent au Kimméridgien-Berriasien. Il faut mentionner que les couches de Lunca ne correspondent qu'à l'horizon supérieur des ,,couches à *Aptychus*" décrites par les auteurs mentionnés. Les formes de *Laevaptychus*, selon lesquelles on leur accorde l'âge kimméridgien, ont été récoltées du ruisseau Brateş où, dans l'axe même de l'anticlinal décrit par les couches de Lunca et à sa proximité, on a déterminé une association berriasienne à *Calpionella elliptica*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex* et *Tintinopsella carpatica*. Une nonconcordance similaire a été constatée aussi sur le ruisseau Valea Mare, où — dans la base des couches de Lunca

Institutul Geologic al României

— on a déterminé une association berriasien-valanginienne (*Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella alpina*, *Remaniella*) d'un paquet d'où Turculeț et Grasu citent *Punctaptychus punctatus*. Ces contradictions peuvent être tranchées seulement en admettant un processus de resédimentation des *Aptychus* ou de leur remaniement des dépôts plus anciens, dans le cas de ceux kimméridgiens. La solution adoptée par Patruliuș et al. (1969), qui considère ,,les couches à *Aptychus s. str.*'' comme des olistolithes dans les couches de Lunca a le désavantage qu'elle nécessite d'imaginer une zone de sédimentation supplémentaire par rapport à celles connues jusqu'à présent, où auraient été sédimentées seulement des ,,couches à *Aptychus*'', zone qui trouve difficilement, pour le moment, sa place dans le cadre paléogéographique des Carpates Orientales.

*Haulerivien* (?) (*Conglomérats de Chicera*). Dans le mont de Chicera, surmontant les couches de Lunca, mais reposant en discordance aussi sur des termes plus anciens, jusqu'aux dolomies médiotriasiques, se développent des conglomérats bréchiques de 160 m d'épaisseur, constitués presque exclusivement de fragments de schistes cristallins et de dolomies.

Les dépôts les plus jeunes, qui supportent les conglomérats de Chicera, sont les couches de Lunca, où même dans le mont de Chicera l'on a identifié, à leur partie terminale, une association de tintinnides berriasien-valanginienne. La formation de Wildflysch, barrémien-albienne, est nettement discordante sur une superficie d'érosion qui a déterminé aussi le contour actuel de la zone d'extension des conglomérats de Chicera. On a attribué les conglomérats de Chicera — tenant compte des faits exposés ci-dessus — à l'Hauterivien. Selon cette hypothèse, ils représenteraient un équivalent vers le N du ,,flysch calcaire-gréseux et calcarénitique'' où Patruliuș et al., (1969) ont cité *Lamellaptychus angulocostatus*. Ils pourraient être aussi mis en parallèle avec les conglomérats de Muncelu, du synclinal de Rarău.

*Nappe sub-bucovinienne*

On a rencontré des dépôts plus jeunes que les calcaires médiojurassiques de Gura Dămucului tant à leur proximité, dans le lambeau de rabotage du même nom, que plus loin, dans celui de Bitca Rotundă. Il s'agit des brèches à ciment calcaire, souvent limonitique, à éléments de quartz, schistes cristallins et dolomies, épais de 30-50 m, qui dans le lambeau de Gura Dămucului admettent des intercalations de marno-calcaires à tintinnides. Nous avons déterminé, de ces dernières : *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionellites darderi*, *Tintinopsella carpatica* et *Calpionella alpina*. On peut attribuer aux brèches mentionnées — basé sur l'association de tintinnides — l'âge berriasien supérieur-valanginien. Il est évident qu'elles sont synchrones, au moins à la partie supérieure des couches de Lunca, où l'on connaît aussi des intercalations (minces) de brèches similaires.

Le problème de l'existence du Malm dans la série sub-bucovinienne reste encore à éclaircir. Il faut retenir deux possibilités : 1) le Malm ou au moins sa partie inférieure, est inclu dans le paquet d'environ 1,5 m d'épaisseur des calcaires lités noirâtres de la partie terminale des calcaires médiojurassiques de Gura Dămucului, conservant des restes de *Trocholina* ex. gr. *alpina* et de *Trocholina* ex. gr. *elongata*, ou 2) à la base extrême des brèches est inclue aussi au moins une partie du Tithonique.

Il est à signaler que tant les brèches de la série sub-bucovinienne que celles des couches de Lunca de la nappe bucovinienne sont les plus anciens niveaux grossiers où apparaissent des dolomies triasiques. Bien qu'elles existent en tant que matériel détritique dès le Dogger, elles ne dépassent pas, dans ces dépôts, les dimensions de 0,5-1 mm et témoignent, selon le caractère

Institutul Geologic al României

de l'arrondissement, d'un transport prolongé. Les brèches néocomiennes témoignent clairement de l'existence d'une source d'alimentation à un relief jeune et actif, apparue à ces temps. Le caractère subordonné des brèches dans la nappe bucovinienne et leur abondance dans celle subbucovinienne montre que la source était placée à l'extérieur (l'est) de l'aire de sédimentation de cette dernière.

*Nappe transylvaine de Hăghimaş*

Les dépôts malm-néocomiens constituent la majeure partie de la nappe de Hăghimaş, en formant les massifs montagneux Ocem, Hăghimaşul Mare, Telecul Mare, Hăghimaşul Negru et Ghilcoş. Dans la région des Gorges du Bicaz ils occupent seulement environ la moitié de la superficie de la nappe.

*Kimméridgien.* Les dépôts kimméridgiens apparaissent souvent laminés à la base de la nappe de Hăghimaş, leur mur stratigraphique ne pouvant être observé nulle part. La succesion le mieux conservée dans les dépôts kimméridgiens peut être observée à la base de la paroi occidentale du mont Ghilcoş, où se succèdent, de bas en haut : 1) calcaires verdâtres durs, noduleux (2 m), 2) calcaires rouges, lités, finement sableux, à *Saccocomes*, 3) calcaires gréseux compacts, massifs, à crinoïdes, oncolithes et *Saccocomes* (5 m), 4) calcaires noduleux rouges, durs, où les *Saccocomes* abondent (12 m), 5) calcaires gréseux et marnes suivis de grès calcaires, grisâtres (20 m). Les termes 3 et 4 peuvent aussi être reconnus en superposition normale à la base de la nappe de Hăghimaş dans le col Ciofronca, les calcaires noduleux rouges (4) — sur le versant occidental du mont de Hăghimaşul Negru et les calcaires gréseux massifs (3) à Lacul Roşu et au chalet des Gorges du Bicaz.

La faune des dépôts kimméridgiens de Lacul Roşu et Ciofronca a été décrite en détail par plusieurs auteurs : Herbich (1878), Neumayr (1873), Jekelius (1922), Preda et Pelin (1965). On peut, en corroborant les données de ces auteurs et en analysant les associations paléontologiques, conclure les suivantes :

l'hypothèse de la présence de l'Oxfordien (Preda, Pelin, 1965) dans les couches à *A. acanthicum* de Ghilcoş est insoutenable vu que de l'association attribuée par les auteurs cités ci-dessus font partie des formes typiquement kimméridgiennes (*Streblites tenuilobatum*, *Lythoceras ulmense*, *Lythoceras geron* — Arkell, 1956 ; Enay, 1964) dont les deux premières sont des fossiles de zone.

La présence du Tithonique à la partie terminale des couches à *A. achanticum* est un problème directement lié à la manière de considérer la limite Tithonique-Kimméridgien dans l'Europe, en général. La controverse entre les auteurs anglais (Arkell, 1956 ; Cope et al., 1964) et français (Enay, 1964, Collignon, 1964) a été tranchée par le Comité du Mésozoïque Méditerranéen, qui a décidé de placer la zone à *H. beckeri* à la limite supérieure du Kimméridgien. Si l'on se rapporte aux couches à *A. achanticum* de Ghilcoş, on constate que, bien que la présence des formes *Pygope janitor*, *Aspidoceras avellanum*, *Glochiceras lithographicum*, *Ortoaspidoceras zeuchneri* et *Aspidoceras raphaeli* permette de supposer (Patrulius, 1969) l'existence du Tithonique à leur partie terminale, nous ne nous rallions pas à cette hypothèse, puisque : 1) *Pygope janitor* a été trouvé aussi dans les niveaux inférieurs des couches à *Achanticum* même à Ghilcoş et aussi dans le Kimméridgien des Préalpes (Arkell signalait même qu'elle ne peut plus être fossile-index pour le Tithonique), 2) *Aspidoceras avellanum*, *Glochiceras lithographicum* *Orthaspidoceras zeuchneri* sont citéss même à Ghilcoş avec des formes kimméridgiennes, typiques,

Institutul Geologic al României

3) *Aspidoceras raphaeli* est cité, à la partie terminale des couches à *A. achanticum*, mais en association avec *A. longispinum*, forme citée dans le Kimméridgien (A r k e l l, 1956).

Etant donné les considérations que nous venons de faire et le fait que dans la faune de Ghilcoş il y a des éléments appartenant aussi bien à la zone à *H. beckeri* qu'à la zone à *S. tenuilobatus*, nous considérons que les couches à *Aspidoceras achanticum* de la nappe de Hăghimaş ne renferment que le Kimméridgien, qui est en échange, complètement développé.

*Tithonique-Néocomien.* Les dépôts tithonique-néocomiens de la nappe de Hăghimaş peuvent être divisés en deux horizons calcaires, l'un inférieur et l'autre supérieur, séparés par un horizon marno-calcaire épais de 50-100 m.

Les deux horizons calcaires sont constitués de roches similaires, notamment : calcaires massifs oolithiques ou pseudoolithiques (intramicrites et intrasparites), calcaires massifs calcarénitiques, calcaires fins (pelmicrites) de différentes couleurs : grisâtres, blancs ou rougeâtres. L'horizon marno-calcaire est constitué seulement de marno-calcaires gris ou gris-jaunâtre bien lités. Tant la limite inférieure que la limite supérieure des dépôts tithonique-néocomiens de la nappe de Hăghimaş sont marquées par des discontinuités stratigraphiques.

L'analyse microfaciale de plusieurs coupes réparties à des distances approximativement égales entre le mont d'Ocem et les Gorges du Bicaz, nous a permis d'établir 5 associations d'algues calcaires et de foraminifères distribuées : une à l'horizon calcaire inférieur, une à l'horizon marno-calcaire et 3 à l'horizon calcaire supérieur. La présence, exclusive dans l'horizon calcaire inférieur, des formes *Clypeina jurassica*, *Cladocoropsis mirabilis* et *Ellipsactinia* nous permet de l'attribuer au Tithonique. En ajoutant qu'aux niveaux basal de cet horizon nous avons reconnu encore quelques exemplaires de *Saccocoma*, on peut considérer que le Tithonique y est entièrement représenté.

Dans l'horizon marno-calcaire abondent les formes de *Actinoporella*, *Ammobaculites coprolitiformis*, *Haplophragmium* et *Anchispirilina*. G r a s u (1969) y cite aussi la forme de *Berriasiella* cf. *privasensis* et nous avons trouvé à plusieurs niveaux *Calpionella elliptica*, ces éléments permettant de l'attribuer au Berriasien. Nous avons aussi identifié dans l'horizon des marno-calcaires un niveau à Characées indiquant un moment de développement, dans la succession de type marin du Tithonique-Néocomien de la nappe de Hăghimaş du faciès de type Purbeckian limnique.

L'horizon calcaire supérieur, situé entre les dépôts berriasiens, au mur, et les calcaires transgressives de l'Urgonien, au toit, revient — logiquement — au Néocomien. Dans la partie basale de cet horizon on observe la persistance des formes caractéristiques pour l'association berriasienne, ce qui souligne la continuité de sédimentation avec l'horizon des marno-calcaires.

**Urgonien**

Les dépôts développés sous ce faciès sont connus seulement dans la nappe de Hăghimaş. Ils se développent dans sa partie septentrionale, aux alentours de Lacul Roşu et des Gorges du Bicaz.

Les dépôts urgoniens sont représentés par des calcaires massifs, arénitiques ou ruditiques, riches en fragments de pachyodontes ; calcaires massifs à structure arénitique, parfois pseudo-oolithiques ; calcaires massifs, fins. La couleur des roches urgoniennes varie de rougeâtre à blanc-jaunâtre.

A part les pachyodontes éocrétacés déterminés par P r e d a et P e l i n (1962, 1963), nous avons reconnu dans les lames minces aussi des formes assez fréquentes d'orbitolines, parm lesquelles nous avons pu déterminer *Orbitolina conica* ; des restes d'*Acicularia* abondent également

Institutul Geologic al României

Les calcaires urgoniens reposent en transgresssion aussi bien sur les formations de l'horizon calcaire supérieure (Néocomien) que sur celles de l'horizon inférieur (Tithonique).

**Barrémien-Albien**

*(Formation de Wildflysch)*

La formation de Wildflysch se développe uniquement dans la nappe bucovinienne, représentant l'un de ses éléments lithofaciaux caractéristiques.

Le terme de Wildflysch appartient à K a u f m a n n, qui le définit ainsi (K a u f m a n n, 1870) (page 553) : ,,Des schistes brillants, moux, gris-foncé jusqu'à noir, souvent plissés et à miroirs de friction striées, alternant avec des grès (d'habitude Macigno), quelquefois avec des conglomérats. Les couches, elles aussi sont souvent courbées (plissées) et déchirées, les grès fendus transversalement, les fragments entreséparés, frottés et plus ou moins revêtus de schistes... La cause de ces modifications dans les sédiments ne peut être cherchée que dans la pression de déformation..." Cette définition laisse assez clairement entendre que la formation du Wildflysch était supposée d'être en liasion avec des processus différant de ceux tectoniques. Plus tard, T e r c i e r (1947), en reprenant cette idée, considère que ,,la formation de Wildflysch est liée à l'érosion des reliefs marqués, érosion très certainement accompagnée par de puissants glissements sous-marins, ces derniers phénomènes favorisés par l'étroitesse de la plate-forme marginale et la proximité d'un talus maritime". C a d i s c h (1953) précise qu'il entend par Wildflysch ,,une association de roches de faciès orogène... qui est formée d'une masse de base marneuse jusqu'à argileuse, où sont intercalés des bancs de matériaux calcaires, sableux ou quartzitiques et aussi des éléments de différentes sortes". Cet auteur souligne que dans le Wildflysch, il faut différencier le matériel allohtone de celui autochtone. En résumant ces observations, on peut considérer comme principaux éléments caractéristiques pour définir le Wildflysch : l'existence d'une masse de base pélitique (autigène) et l'existence d'autres éléments étrangers (allogènes), à dimensions variables et aussi l'intervention des glissements sous-marins, comme agent important dans la détermination de l'aspect actuel du Wildflysch. C'est D u m i t r e s c u (1957) qui a mentionné des dépôts de Wildflysch en Roumanie, dans les monts de Lăpuş, tandis que G r. P o p e s c u (1954) compare des brèches à blocs de la zone du flysch avec le Wildflysch. B ă n c i l ă (1958), P o p e s c u et P a t r u l i u s (1960) ont introduit pour la première fois cette notion dans la zone cristallino-mésozoïque.

La formation de Wildflysch est largement répandue dans le synclinal de Hăghimaş, tant à l'ouest que surtout à l'est de l'actuel contour d'érosion de la nappe de Hăghimaş. Elle a été souvent confondue, sur le flanc occidental, avec les dépôts du Dogger (A t a n a s i u, B ă n c i l ă, P r e d a, P e l i n), ce qui a beaucoup retardé la juste solution des problèmes tectoniques concernant le synclinal de Hăghimaş.

Au sein de la formation de Wildflysch, nous avons pu distinguer deux lithofaciès : celui typique (l'argile à blocs) et un autre, paratypique. Le faciès typique est souvent inférieur à celui paratypique, mais ils alternent parfois sur la verticale, ou le faciès paratypique est celui inférieur. Dans la formation de Wildflysch développée sur le flanc occidental du synclinal de Hăghimaş on est arrivé à séparer un horizon basal à jaspes.

*Horizon basal à jaspes.* On a pu distinguer dans cet horizon deux niveau : les ,,brèches infrajaspiques" (inférieur) et les ,,couches à jaspes" (supérieur) (S ă n d u l e s c u, 1969).

Institutul Geologic al României

Les brèches infrajaspiques, d'une épaisseur de 5-25 m, sont représentées par des brèches calcaires, microconglomérats ou grès grossiers, constitués de fragments anguleux ou sub-anguleux de : quartz, schistes cristallins et dolomies, plus rarement calcaires sableux médiojurassiques calcaires néojurassiques ou roches basiques.

Les couches à jaspes sont constituées de radiolarites rouges (hématitiques) ou vertes (chloritiques) bien stratifiées, séparées par des joints ou intercalations minces d'argiles siliceuses de la même couleur. On peut observer encore des intercalations minces de tufites ou même de cinérites, verdâtres, basiques, signalées aussi à Lacul Roşu par Băncilă et Papiu (1962).

On a pu séparer l'horizon basal à jaspes seulement sur le flanc interne (occidental) du synclinal de Hăghimaş. Sur le flanc externe, il s'effile au sein de la formation de Wildflysch. La preuve de ce passage latéral est la présence, en plusieurs endroits, sur le flanc E du synclinal, des paquets de jaspes rouges et verts, s'intercalant dans la partie basale de la formation de Wildflysch ; là ils ne sont plus accompagnés directement par des grès infrajaspiques. Un équivalent mieux individualisé, sur le flanc externe, de l'horizon basal à jaspes et spécialement des brèches infrajaspiques seraient les conglomérats à diabases et à mélaphyres séparés à la base de la formation de Wildflysch dans le bassin du Trotuş par Băncilă (1941) et Patrulius et al. (1969).

*Lithofaciès typique* (*l'argile à blocs*). La masse fondamentale du lithofaciès typique est argileuse, plus rarement marneuse, souvent siltique, de couleur gris-verdâtre. Y sont intercalés, sous forme de lentilles à épaisseurs variables des : conglomérats tilloïdes, conglomérats polymictiques, calcaires ou argileux, brèches et microbrèches calcaires souvent calcarénitiques ; argiles rouges ; grès moux calcaires ; calcaires sidéritiques, manganésifères, jaspes d'habitude de couleur noire ; cinérites basiques. Les intercalations les plus fréquentes sont celles de grès, de conglomérats et de brèches et aussi de calcaires sidéritiques. A l'ordre de fréquence, se succèdent : grès moux, jaspes noirs, cinérites basiques et argiles rouges.

*Lithofaciès paratypique* (*flyschoïde*). On a séparé, sous cette dénomination, certains paquets de la formation de Wildflysch présentant une texture stratifiée, parfois même à caractère de flysch. Les roches qui participent à la constitution de ce lithofaciès sont : marnes et argiles, souvent sableuses, schistes marno-gréseux ou sableux, grès, calcaires grossiers, grès argileux muscovitiques. Sur ce fond général s'intercalent, en proportions et à niveaux différents : calcaires sidéritiques, brèches et conglomérats calcaires, polymictiques, calcarénitiques.

Les principaux caractères qui font distinguer le faciès paratypique de celui typique sont : la présence de la stratification dans les roches pélitiques, le caractère souvent rythmique de l'alternance des pélites avec les psammites ou les pséphites, la proportion réduite en roches basiques ou en klippes sédimentaires, bien qu'elles ne fassent pas défaut.

*Klippes sédimentaires.* Le matériel allohtone de la formation de Wildflysch a des dimensions variables, de quelques centimètres cubes jusqu'à plus de 10.000 $m^3$. Les éléments à petites dimensions, généralement égaux, aux fragments de conglomérats ou de brèches sont dispersés d'une manière plus ou moins uniforme dans la masse argileuse du Wildflysch. Les klippes sédimentaires sont plus grandes que 15-20 $m^3$.

La plupart des klippes sédimentaires de la formations de Wildflysch du synclinal de Hăghimaş sont constituées de calcaires tithoniques-néocomiens ou urgoniens, identiques aux roches du même âge de la nappe de Hăghimaş. Moins fréquentes sont les klippes des roches triasiques, liasiques et médio-jurassiques.

Institutul Geologic al României

La présence des klippes urgoniennes dans la formation de Wildflysch qui a partiellement le même âge (Barrémien) réclame certaines explications. Il est presque unanimement admis que la genèse de la formation du Wildflysch est contrôlée par des processus importants de glissements sous-marins. Il est aussi évident que la source des klippes sédimentaires, que cette formation renferme, doit être cherchée dans les nappes transylvaines de la partie frontale desquelles celles-ci se sont détachées en glissant ensuite dans l'aire où le Wildflysch s'accumulait. Il est donc obligatoirement nécessaire de considérer les dépôts renfermant les klippes urgoniennes plus jeunes que l'âge des dépôts de ces klippes, ce qui nous porte à croire que dans la nappe de Hăghimaş ne soit représentée qu'une partie de l'Urgonien (sans l'Aptien et seulement avec une partie, inférieure, du Barrémien) et que la formation de Wildflysch débute seulement à la partie supérieure du Barrémien.

*Mégabrèches.* On a décrit — sous cette dénomination — dans le synclinal de Hăghimaş (Săndulescu 1968, 1969; Patrulius et al., 1969) des dépôts grossiers massifs à développement lenticulaire formés par l'agglomération des blocs exclusivement calcaires massifs, entre-soudés; la matrice est presque toujours calcarénitique, rarement gréseuse. Les plus importantes masses de brèches sont intercalées, à la partie moyenne et supérieure de la formation de Wildflysch. Leur constitution exclusivement à base de blocs appartenant à la nappe de Hăghimaş montre que leur source est liée à celle-ci. Elles semblent être de véritables éboulis sous-marins, rapidement resédimentés.

*Roches basiques.* Les plus fréquentes roches basiques associées à la formation de Wildflysch sont les diabases et les mélaphyres. Elles forment des corps lenticulaires ou des filons. Chez quelques-unes on a observé aussi des formes de pilow-lava. Leur âge crétacé-inférieur, admis par la plupart des chercheurs (Herbich, 1878; Uhlig, 1903, 1907; Băncilă et Papiu, 1962) est prouvé par: 1) la présence des cinérites basiques intercalées dans le Wildflysch, 2) la présence des intercalations de jaspes dans cette formation, 3) la présence des enclaves de calcaires urgoniens dans les mélaphyres du chalet „Gorges du Bicaz".

Moins fréquentes sont les serpentinites qui forment des corps lenticulaires allongés. Vu les dimensions réduites des corps de serpentinites et leur forme lenticulaire, rarement rencontrées chez des roches effusives, on considère qu'à la différence des diabases et des mélaphyres, elles sont d'âge triasique et apparaissent dans le Wildflysch sous forme d'olistolithes provenant de la nappe transylvaine de Perşani.

*Age de la formation de Wildflysch.* La formation de Wildflysch peut être attribuée au Barrémien-Albien. L'âge barrémien et aptien peut être prouvé à l'aide des fossiles trouvés à différents endroits dans la formation de Wildflysch par Noszky (1950), Patrulius (1960), Atanasiu (1929), Băncilă (1941), Săndulescu (1968). La présence de l'Albien est prouvée par l'association micropaléontologique trouvée à la partie supérieure du Wildflysch (J. Săndulescu, 1967) et par les Neohibolites (Preda et Pelin, 1963).

**Vraconien-Cénomanien**

(*Conglomérats de Bîrnadu*)

Les dépôts gréseux-conglomératiques qu'on attribue au Vraconien-Cénomanien représentent des formations post-tectoniques, qui recouvrent en transgression tant la nappe de Hăghi-

Institutul Geologic al României

maş que celle bucovinienne. Nous les avons séparées sous le nom de conglomérats de Bîrnadu. Ils occupent des superficies importantes au nord de la vallée du Bicaz (les monts Criminiş, Munticelu, Jidanu, Giurgău et Hăghieş). Au sud de cette vallée, ils constituent quelques bandes (lambeaux) discontinues (Surduc, le mont Vete — la vallée Javardi).

Les conglomérats de Bîrnadu sont polymictiques, à ciment gréseux, argileux ou calcaire. Les éléments constitutifs proviennent de la nappe de Hăghimaş et aussi de celle bucovinienne. En quelques endroits, situés au voisinage de l'actuel contour l'érosion de la nappe de Hăghimaş les conglomérats renferment de très grands blocs (200-50.000 $m^3$) de calcaires tithoniques, néocomiens ou urgoniens. On a séparé ces blocs sous le nom de klippes sédimentaires d'érosion, issues de la destructions de la nappe de Hăghimaş après sa mise en place, afin de les différencier des klippes sédimentaires de glissement, qui se trouvent dans la formation de Wildflysch.

Outre les conglomérats polymictiques, on connaît encore des conglomérats oligomictiques, constitués surtout de fragments de quartz . Les grès sont intercalés irrégulièrement et à différents niveaux, avec la possibilité de remplacer parfois, latéralement, les conglomérats. Les passages, d'un type lithologique à l'autre, sont d'ailleurs très rapides et fréquents.

L'âge des conglomérats de Bîrnadu a été établi à l'aide des études micropaléontologiques (J. Săndulescu, 1967), qui ont mis en évidence une microfaune cénomanienne colléctée à plus de 300 m au-dessus de la base des conglomérats, dont l'épaisseur est d'environ 600-700 m. Vu que partout dans la zone cristalino-mésozoïque la transgression post-albienne débute par le Vraconien, qui est associé au Cénomanien, nous rangeons les conglomérats de Bîrnadu dans le Vraconien-Cénomanien.

## TECTONIQUE

Uhlig (1907) a appliqué le premier la théorie des charriages dans la zone cristallino-mésozoïque, en distinguant la nappe bucovinienne et la nappe transylvaine, qu'il considère d'âge mésocrétacé. Plus tard, Atanasiu (1929), Macovei (1927) et Băncilă (1941) vont contester l'existence des charriages dans cette zone, idée qui est encore admise par quelques auteurs (Preda, Pelin) jusqu'à présent. Popescu-Voiteşti (1928) et Preda (1940, 1953) soutiennent toujours l'idée des charriages et Băncilă (1958) admet le charriage en bloc de la zone cristallino-mésozoïque (qu'il dénomait „l'unité centrale") sur la zone du flysch.

### Tectoniques antéalpine des schistes cristallins

La tectonique antéalpine des schistes cristallins est dominée par l'existence du charriage de la série des gneisses de Rarău sur la série de Tulgheş (Popescu-Voiteşti, 1928; Streckeisen, 1933; Kräutner, 1938; Băncilă, 1941; Mureşan, 1967 etc.).

La superposition de la série des gneiss de Rarău sur la série de Tulgheş est visible dans la région que nous avons étudiée au nord de la vallée du Toşorog. D'ici vers le sud, le plan de charriage approche d'abord la verticale et après, depuis la vallée de Ţepeşeni vers le sud il est renversé, avec un fort pendage vers l'est. Dans ce dernier secteur, bien que, géométriquement, la série de Tulgheş soit supérieure à celle des gneisses de Rarău, on doit toujours admettre l'existence d'un charriage des gneisses au-dessus de l'épizone puisque: 1) la série de Tulgheş vient en contact avec la série des gneisses de Rarău par ses niveaux supérieurs et non pas par son horizon de base, 2) au contact avec la série de Tulgheş, la série des gneiss de Rarău est souvent rétromorphisée, bréchifiée ou a subi des laminations tectoniques évidentes, 3), dans

Institutul Geologic al României

le secteur où le plan marquant le contact entre les deux séries cristallines à pendages vers l'est, tout le flanc externe du synclinal de Hăghimaş est replissé et présente des déversements vers l'ouest.

On peut donc considérer que l'existence de la nappe des gneiss de Rarău est une réalité. Il reste à établir son âge. Nous nous rallions à l'opinion avançant l'âge préalpin, pour les raisons suivantes : 1) on ne connaît nulle part, au-dessous du plan de charriage, des formations mésozoïques ou plus jeunes, 2) les dolomies anisiennes et aussi les dépôts jurassiques (couches de Lunca) recouvrent d'une manière discordante et transgressive sur la trace du plan de charriage (la partie S de la „crête de Dămuc"), 3) des formations sédimentaires paléozoïques supérieures (brèches de Hăghimaş) surmontent d'une manière discordante tant la série des gneiss de Rarău que la série de Tulgheş, 4) les dernières manifestations magmatiques, liées au massif de Ditrău, dont l'âge hercynien a été démontré à l'aide des données radiométriques, traversent le plan de charriage situé entre la série des gneiss de Rarău et la série de Tulgheş, en marquant l'âge plus ancien de celui-ci.

La vergence du charriage des gneiss de Rarău est généralement admise comme orientale dans le même sens que celle des charriages alpins. Vu que dans la répartition des faciès des terrains cristallins préalpins, la série des gneiss de Rarău et la série de Bretila devraient occuper la même zone ou tout au plus des zones voisines et que la série de Bretila occupe la position paléogéographique la plus externe, nous considérons que le charriage de la nappe des gneiss de Rarău s'est déroulé de l'est vers l'ouest en transportant ainsi des formations ayant, normalement, une position externe, vers des zones plus internes, d'où elles ont été reprises ensuite par la tectogenèse alpine et charriées de nouveau vers l'est (au sein de la nappe bucovinienne). La vergence occidentale de la nappe des gneiss de Rarău est conforme aux vergences hercyniennes, également occidentales, mises récemment en évidence dans les monts de Rodna (Kräutner et Kräutner, 1969).

**Tectonique de la nappe bucovinienne**

La nappe bucovinienne est une nappe de charriage de II-e degré, c'est -à-dire une nappe de cisaillement. Vu le niveau où s'est produit le cisaillement, c'est une nappe de socle. Elle peut être comparée, au point de vue de son type, à la nappe gétique, à la nappe de Biharia ou aux nappes austro-alpines inférieures des Alpes Orientales. Le caractère de nappe de cisaillement est visible sur le flanc externe du synclinal de Hăghimaş, où le plan de charriage de la nappe bucovinienne coupe d'une manière oblique les formations cristallophylliennes et sédimentaires, déterminant le cisaillement subséquent des noyaux de plusieurs structures anticlinales. La largeur minimale du charriage de la nappe bucovinienne mesurée sur la transversale de la région étudiée est de 20 km ; c'est sûrement une valeur minime, vu que sur la transversale des monts de Rodna elle atteint une valeur de plus de 70 km.

Le caractère de nappe de l'unité bucovinienne est relevé par plusieurs faits : 1) elle est bordée à l'extérieur (est) par une dislocation frontale ininterrompue, 2) le long de cette ligne frontale prennent contact des dépôts synchrones mais à faciès différents (les couches de Sinaïa et les couches de Lunca ;) leur épaisseur est aussi nettement différente (les couches de Sinaïa sont dix fois plus épaisses que celles de Lunca) et les formations de leurs toits sont également synchrones et hétéropiques (le Wildflysch et les couches de Bistra), 3) sous le plan de charriage de la nappe bucovinienne sont coincés des lambeaux de rabotage constitués de dépôts mésozoïques (trias-néocomiens) dont le faciès diffère tant de ceux de la nappe bucovinienne (d'au dessus) que de ceux de la nappe de Ceahlău (d'en dessous) dépôts qui proviennent d'une autre unité tectonique—la nappe sub-bucovinienne. Ces dépôts sub-bucoviniens apparaissent, en effet,

Institutul Geologic al României

d'en dessous de la nappe bucovinienne dans les fenêtres de Tomeşti et de Valea Putnei, en marquant la réalité du charriage.

La nappe bucovinienne a été mise en place après l'accumulation du Wildflysch et avant la sédimentation des conglomérats de Bîrnadu, donc pendant la phase mésocrétacée. Mais on y reconnaît aussi les traces des déformations plus anciennes, préparoxysmales.

*Discontinuités intra-triasiques.* La première discontinuité de la série bucovinienne est celle intra-werfénienne, liée à la phase montenegro. Cette discontinuité est exagérée par endroits, par le décollement local des dépôts médio-triasiques de leur substratum. La deuxième discontinuité est placée entre le Ladinien et l'Anisien, ayant le caractère d'une discordance simple. Au dessus des calcaires ladiniens, on peut difficilement reconnaître les discontinuités; il serait possible de placer une à la base des calcaires oolithiques liasiques, bien qu'eux aussi aient partout, dans leur lit, les mêmes dépôts (Trias supérieur).

*Structures liées à la phase donetz.* Avant la sédimentation des calcaires gréseux médio-jurassiques ont eu lieu des déformations qui ont engendré des plis à flancs inclinés jusqu'à 40 -50°. Ces plis sont couverts, avec une discordance de 30-50°, par les dépôts du Dogger. Ils peuvent être observés dans la région de Lacul Roşu, orientés N—S. Il y a aussi une série de failles transversales, qui peut-être ont été engendrées par les mouvements tectoniques liés à la phase donetz; ces failles, qui ont rejoué, plus tard, sont caractérisées par le fait que de leur deux côtés les dépôts du Dogger reposent sur différents termes du Trias, plus jeunes dans les compartiments effondrés et plus anciens dans ceux élevés, en marquant le fait que le déplacement le long des failles a eu lieu avant l'érosion qui a précédé la sédimentation du Dogger. On a reconnu des structures de ce type sur le flanc occidental du synclinal.

*Structures liées aux phases névadienne et austro-alpine.* A plusieurs endroits, on peut mettre en évidence des discordances angulaires liées à l'une de ces deux phases. Les structures de cet âge sont marquées par les rapports de discordance, sous différents angles, entre les couches de Lunca et le Dogger (le Mont Pavaş, le Mont Fagul — Valea Mare) ou entre la formation de Wildflysch et les couches de Lunca (la crête de Dămuc). Les premières ont été engendrées pendant la phase névadienne, les autres pendant la phase austro-alpine. Mais, il y a des endroits où on a constaté l'existence d'une discordance angulaire à la base de la formation de Wildflysch, sans pouvoir préciser si elle est liée à la phase austro-alpine ou à celle névadienne, vu que dans le mur du Wildflysch les dépôts les plus jeunes sont ceux médio-jurassiques. C'est le cas de plusieurs structures (plis ou failles inverses) tant sur le flanc externe (Piatra Pînţărenilor, Bîtca Neagră, S Bîtca Neagră) que sur le flanc interne (2 plis anticlinaux, placés entre les ruisseaux Cupaşu et Lapoş, le graben transversal à l'ouest de Piatra Unică).

Les structures liées aux phases névadienne et austro-alpine sont, en général, des structures à moyen rayon de courbure et à extension longitudinale réduite. C'est seulement l'anticlinal frontal de la nappe bucovinienne esquissé pendant la phase austro-alpine qui fait exception

*Structures liées à la phase paroxysmale (autrichienne).* Le charriage de la nappe bucovinienne a eu lieu pendant la phase autrichienne, vu que les dépôts les plus jeunes participant à la constitution de la nappe sont albiens et que les dépôts discordants les plus anciens qui recouvrent la trace du plan de charriage sont vraconien-cénomaniens (les conglomérats de Şoimul, en URSS, Krugliov, 1966).

Institutul Geologic al României

L'une des principales structures engendrées pendant la phase autrichienne est l'anticlinal frontal de la nappe bucovinienne. Il peut être poursuivi le long de la ,,crête" de Dămuc et, au sud de l'affaissement périclinal de celle-ci, dans l'anticlinal de Lunca. La continuité structurale entre la ,,crête" de Dămuc et l'anticlinal de Lunca est évidente, les couches de Lunca constituant la majeure partie de celui-ci, revêtant d'une manière périclinale les schistes cristallins et les dépôts triasiques de la ,,crête". La ligne frontale de la nappe bucovinienne est placée à l'est de la ,,crête" de Dămuc et de l'anticlinal de Lunca. Sur le flanc oriental de ce dernier les couches de Lunca, ranversées ou à forts pendages vers l'est, viennent en contact tectonique avec les couches de Sinaia de la nappe de Ceahlău, qui constituent à proximité de la dislocation le flanc occidental d'un anticlinal appartenant à cette dernière nappe.

A l'ouest de l'anticlinal frontal on peut reconnaître le synclinal Dealul Stinjeni, dont la partie N supporte le lambeau de recouvrement de Munticelu-Surduc, l'anticlinal Trei Fîntîni, dont le flanc occidental est recouvert par la grande masse de la nappe de Hăghimaș, et ,,le synclinal de la nappe" qui n'est marqué que par ses flancs, son remplissage étant en réalité représenté par la nappe de Hăghimaș elle-même. Tous ces plis sont développés dans la partie centrale du synclinal de Hăghimaș; vers le N et vers le S, sa structure devient beaucoup plus simple,

### Tectonique de la nappe sub-bucovinienne

On ne connaît, dans la région étudiée, que les lambeaux de rabotage arrachés à la nappe sub-bucovinienne, coincés au front de la nappe bucovinienne, à Gura Dămucului et à Bîtca Rotundă.

Dans le lambeau de rabotage de Gura Dămucului il a été possible d'effectuer quelques observations permettant de déchiffrer une partie de l'évolution des mouvements tectoniques dans le domaine sub-bucovinien. Ce lambeau est constitué de deux écailles coupées d'une manière subséquente par le plan de cisaillement de sa basse; les écailles sont donc plus anciennes que le moment de l'arrachement du lambeau, qui doit être autrichien, pouvant être engendrées pendant la phase austro-alpine, vu que les dépôts les plus jeunes entraînés dans ces écailles sont les brèches néocomiennes. Tenant compte de cette hypothèse, la phase austro-alpine a été suivie, dans le domaine sub-bucovinien, par une période d'exondation, car on ne connaît nulle part dans cette unité des dépôts barrémiens ou plus jeunes.

On a constaté — par des coupes de reconnaissance effectuées dans la région des fenêtres de Tomești et de Valea Putnei, où apparaît la nappe sub-bucovinienne, qu'elle ne présente pas de dislocations importantes, ce qui nous fait penser que les lambeaux de rabotage ont été arrachés à la partie frontale de la nappe où les dislocations ont été plus accusées. La présence des schistes cristallins dans l'une des écailles du lambeau de Gura Dămucului démontre que les dislocations mentionnées ont affecté aussi le socle.

### Tectonique de la nappe de Hăghimaș

La nappe de Hăghimaș est supérieure à la nappe bucovinienne notamment à la formation de Wildflysch de celle-ci. Cette position nous autorise à placer l'aire d'origine de la nappe de Hăghimaș à l'ouest de celle de la nappe bucovinienne. Une interprétation contraire serait infirmée par plusieurs faits, notamment: 1) on connaît à l'extérieur du domaine bucovinien d'autres domaines de faciès que celui connu dans la nappe de Hăghimaș, 2) la vergence générale des nappes alpines est — dans les Carpates Orientales — vers l'est, 3) le faciès nettement médi-

Institutul Geologic al României

terranéen du Trias et du Jurassique transylvain montre que celui-ci ne peut pas être placé plus proche de l'avant-pays que celui bucovinien.

Si l'on considère, conventionnellement, que la nappe de Hăghimaş ne dépasse pas le front de celle bucovinienne, la largeur minimale du charriage de la première est d'environ 60-70 km.

*Structures liées aux déformations préparoxysmales.* La forme de lambeaux de rabotage sous laquelle apparaissent les dépôts triasiques et jurassiques de la nappe de Hăghimaş rend difficile l'analyse des phases de déformation prékimméridgiennes. La première discontinuité à saisir et celle située entre le Kimméridgien et le Tithonique. Elles est marquée par une discordance angulaire de 10-15°. Elle peut correspondre à la phase névadienne, placée entre le Néocomien et le Barrémien, étant marquée par le recouvrement transgressif des calcaires urgoniens. Dans la région de la vallée du Bicaz il y a des arguments permettant de considérer cette discontinuité du type d'une discordance angulaire. Elle serait le résultat des déformations austro-alpines. Une série d'écailles de la nappe de Hăghimaş (l'écaille d'Ocsem) sont probablement nées aussi pendant la phase austro-alpine, vu qu'elles sont coupées obliquement par l e plan de charriage de la nappe.

*Mise en place de la nappe de Hăghimaş.* Le processus de mise en place de la nappe de Hăghimaş, qui est une nappe de décollement par gravitation (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969) n'est pas strictement liée à une phase de compression. Le déplacement de la nappe s'est déroulé probablement à une vitesse moins grande que dans le cas des nappes de cisaillement, ce qui explique la présence, à plusieurs niveaux dans la formation de Wildflysch, des klippes sédimentaires détachées du front de la nappe qui avançait.

*Eléments structuraux de la nappe de Hăghimaş* Le contour d'érosion fermé de la nappe de Hăghimaş permet l'analyse de son plan de charriage. On constate qu'il est, dans la partie occidentale de la nappe, presque horizontal. Vers l'est, il est plus ou moins déformé, atteignant des inclinaisons jusqu'à 35° dans la vallée du Bicăjel ou même de 40-60° dans le lambeau de recouvrement de Munticelu-Surduc.

Le lambeau de recouvrement de Munticelu-Surduc est le plus grand lambeau de recouvrement appartenant à la nappe. Un lambeau de recouvrement de dimensions bien plus réduites, constitué de dépôts triasiques dont la succesion stratigraphique est inverse, apparaît dans le mont Criminiş.

On connaît à la base de la nappe de Hăghimaş, une série de lambeaux d'entraînement, constitués de dépôts triasiques et liasiques (le col de Ciofronca, Hăghimaşul Mare, Piatra Unică, Piatra Crăpată). La surface le long de laquelle ils ont été entraînés présente tous les caractères du rabotage basal décrit par F a l l o t (1944). Ce caractère est évident à une analyse des rapports entre le plan de charriage de la nappe et les pendages des couches dont elle est formée, qui sont obliques par rapport au plan. La présence du rabotage basal explique d'une manière satisfaisante les dimensions et la forme des lambeaux d'entraînement laminés et dilacérés pendant le processus de charriage. Le rabotage basal a été probablement accentué par un processus de décollement entre la mase de calcaires malm-néocomiens et les formations sousjacentes, processus qui a déterminé

Institutul Geologic al României

l'avancement plus rapide des calcaires massifs par rapport aux dépôts prékimméridgiens. L'existence du rabotage basal rend impossible l'interprétation d'une superposition normale des calcaires du Malm sur les formations sous-jacentes, même si l'on exclut, par absurd, la présence du Wildflysch au-dessous de la nappe.

Une série de fenêtres et demi-fenêtres soulignent le caractère d'unité charriée de la nappe de Hăghimaş. Il s'agit de la fenêtre de Gropile au sud du mont Ghilcoş et de la fenêtre ,,dyapire'' des Gorges du Bicaz, les deux exposant, sous la nappe, la formation de Wildflysch. La demi-fenêtre des Gorges du Bicaz fait apparaître la même formation d'au-dessous les calcaires tithoniques de la nappe de Hăghimaş.

### Tectonique post-paroxysmale

Les déformations post-paroxysmales ont affecté tant la couverture post-tectonique que les nappes qu'elle recouvre. Elles sont du type de rétrochevauchement, étant postérieures à la principale phase de déformation et ayant une vergence inverse par rapport à la vergence générale de la chaîne.

Les structures formées pendant les déformations post-paroxysmales apparaissent tout le long du synclinal de Hăghimaş tant sur les flancs oriental (les écailles du mont Chicera, la position rétrodéversée de ,,la crête'' de Dămucul) et occidental (l'écaille du mont Cupaşu, l'écaille de Lacul Roşu, l'écaille du ,,canton forestier'' qui cisaille également la nappe bucovinienne et la nappe de Hăghimaş), qu'au milieu du synclinal (les synclinaux de Hăghieş, du mont Criminiş, du mont Jidanu, tous remplies par les conglomérats de Bîrnadu et rétrodéversés). On connaît, également — appartenant à la phase post-paroxysmale — des plis droits ou déversés vers l'est (l'anticlinal de Şugău, le synclinal du mont Vete, le synclinal de Javardi).

Les caractères généraux des déformations post-paroxysmales peuvent être ainsi résumés : 1) les failles sont du type des rétrochevauchement, 2) les plis sont soit droits soit rétrodéversés, 3) les directions des éléments structuraux sont obliques par rapport aux structures paroxysmales, 4) les structures post-tectoniques et celles paroxysmales ne sont pas coaxiales.

Les déformations post-paroxysmales dans le synclinal de Hăghimaş sont plus jeunes que le Vraconien-Cénomanien. En ce qui concerne l'ensemble de la zone cristallino-mésozoïque, l'on constate qu'il y a deux moments pendant lesquels des rétrochevauchements ont été engendrés : l'un laramique et l'autre savique ou styrique (Postăvaru, S ă n d u l e s c u, 1964 ; Bîrgău, A t a n a s i u et al., 1956).

## CONSIDÉRATIONS PALÉOTECTONIQUES SUR LE SYNCLINAL DE HĂGHIMAŞ DANS LE CADRE GÉNÉRAL DE LA STRUCTURE DES CARPATES ORIENTALES

Le système géosynclinal carpatique, qui se rattache au rameau septentrional de la grande région géosynclinale alpine, est constitué d'une série d'éléments de second ordre du type des sillons géosynclinaux, des rides et des cordillières. Une grande partie des dépôts accumulés sur les rides ou dans les sillons géosynclinaux constituent à présent des nappes de charriage, déplacées parfois loin de leur aire d'origine. L'étude de ces nappes permet de reconstituer les conditions de sédimentation de ces séries, tout comme les caractères paléotectoniques des zones de sédimentation. Mais, en certains cas, l'érosion avancée ou le laminage tectonique ont supprimé partiellement ou même entièrement certains termes des successions primaires, ce qui rend encore plus difficile leur reconstitution. A partir de l'étude détaillée que nous avons effectuée sur le

Institutul Geologic al României

synclinal de Hăghimaş et des données actuelles sur la zone cristallino-mésozoïque, nous allons analyser l'arrangement des éléments géosynclinaux, d'où sont issues les principales unités tectoniques de cette zone, précisément celles du massif de Maramureş.

Le but envisagé réclame une brève analyse de la structure du massif de Maramureş. Nous l'avons déjà montré, dans ce massif on peut reconnaître deux systèmes de nappes (fig. 19) : le système ou le groupe des nappes centrales et celui des nappes transylvaines. A la constitution du premier participent des nappes de socle, du type des nappes de cisaillement, au deuxième — des nappes de couverture du type des nappes de décollement. On connaît jusqu'à présent dans le groupe des nappes centrales, la nappe bucovinienne, la nappe sub-bucovinienne et l'unité de Bretila, formée à son tour de plusieurs subunités qui peuvent avoir le rang de duplicature. La nappe de Rodna (K r ä u t n e r, 1969), supérieure à l'unité de Bretila, semble appartenir aussi à la nappe sub-bucovinienne. Toutes les nappes du groupe central sont constituées de formations cristallophylliennes et de dépôts mésozoïques, triasique-éocrétacés. Les formations sédimentaires ont des faciès propres à chaque unité, contrairement aux séries cristallophylliennes qui participent quelquefois à la constitution de plusieurs unités.

Le groupe des nappes transylvaines est constitué au moins de deux nappes, la nappe de Perşani (I l i e, 1953, 1954 ; P a t r u l i u s et al., 1966) et la nappe de Hăghimaş (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969). A leur constitution participent des dépôts généralement calcaires, triasique-éocrétacés.

Les épaisseurs, le nombre des discordances, et le contenu stratigraphique varient d'une nappe à l'autre, de sorte qu'on peut, dès le début, apprécier qu'on a affaire à des zones de sédimentation distinctes, à caractères différents.

Une première série, dont on peut facilement établir le caractère paléotectonique, est celle sub-bucovinienne. L'épaisseur réduite de cette série, le petit nombre de termes stratigraphiques représentés et les nombreuses lacunes sont les principaux arguments qui nous portent à considérer que la zone d'où est issue la nappe sub-bucovinienne est une zone de ride. Sur la ride sub-bucovinienne se sont sédimentés seulement des dépôts triasiques inférieurs et moyens, liasiques inférieurs, médio-jurassiques, tithoniques (?) et néocomiens. Leur épaisseur totale (cumulée des différents points de la nappe) ne dépasse guère 150 m, mais par endroits elle touche seulement quelques mètres. Cette condensation remarquable et l'abondance des discordances révèle assez bien la similitude de la ride sub-bucovinienne avec celle briançonnaise, des Alpes Occidentales. Ce rapprochement doit être considéré seulement comme une comparaison des deux éléments paléotectoniques à fonctions et constitutions pareilles.

L'unité de Bretila trahit, par rapport à la ride sub-bucovinienne, des traits en quelque sorte semblables, bien qu'entre ces deux unités il y aient assez de différences. Tout d'abord le faciès des dépôts mésozoïques de l'unité de Bretila est différent de celui sub-bucovinien. C'est ici, dans le Trias moyen, que se sont développées des dolomies bitumineuses bien stratifiées qui ne ressemblent à aucune autre séquence du Trias des autres nappes du massif de Maramureş. Ces dolomies bitumineuses supportent des calcaires et des schistes rouges et jaunâtres, probablement ladiniens, surmontés de dépôts médio-jurassiques, gréseux (D i m i t r e s c u, 1960, 1965 ; M u t i h a c, 1968). Il est à remarquer que toujours dans le massif de Maramureş, mais au-delà des frontières du pays, en URSS, dans cette unité (connue là sous le nom d'unité de Beli Potoc) on décrit un Permien assez épais à intercalations d'éruptions porphyriques (H a i n et al., 1968) qui n'est connu chez nous qu'au sud de la zone cristallino-mésozoïque, dans la région de Vulcan (Braşov) (S ă n d u l e s c u, 1967 b). Ces traits font différencier l'unité de Bretila par rapport aux autres unités tectoniques du massif de Maramureş. La faible largeur et le nombre réduit des termes nous permettent de la rapprocher — en ce qui est du type d'élé-

Institutul Geologic al României

ment paléotectonique—à la ride sub-bucovinienne tandis que la présence des éruptions permiennes plaident pour une zone plus affaissée adjacente à la ride, avec la possibilité de placer, sur la zone de liaison des deux éléments, les points d'alimentation des produits volcaniques.

La zone de sédimentation de la série bucovinienne doit être placée à l'intérieur de la ride sub-bucovinienne et adjacente à celle-ci. Les caractères de cette série nous portent à considérer qu'elle provient d'un sillon. L'épaisseur cumulée des dépôts bucoviniens dépasse 1500 m. Le caractère facial de quelques termes qui participent à la constitution de cette nappe ndique une zone dont la profondeur était assez grande. Il s'agit d'abord de la formation de Wildflysch dont la genèse, liée à des glissements sous-marins, suppose une profondeur accusée, afin de permettre l'existence d'un talus assez incliné pour déclancher ces glissements. Le caractère de sillon de la zone de sédimentation des dépôts de la nappe bucovinienne est étayé aussi du fait que les séquences détritiques y sont présentes; nous envisageons surtout les dépôts médio-jurassiques, accumulés sous l'influence des apports détritiques qui, évidemment, étaient transportés vers des zones plus basses. Nous citons, à la faveur de la même idée, le développement presque complet de la succession stratigraphique triasique-éocrétacée qui, bien qu'elle présente des discordances, n'a pas de lacunes trop grandes, ce qui prouve que les périodes d'interruption de la sédimentation ont été beaucoup plus brèves que dans les autres zones. Enfin, la présence des roches éruptives basiques serait un argument de plus plaidant pour l'encadrement de cette zone dans la catégorie des sillons géosynclinaux.

En général, on peut conclure, pour l'instant, de ce que nous venons d'exposer, que le groupe des nappes centrales correspond, au point de vue paléotectonique, à un couple sillon-ride, dont le dernier élément, c'est-à-dire la ride, est compliquée sur son bord externe par un ,,gradin" plus affaissé, réalissant le passage vers un autre sillon. Ce dernier serait le sillon qui a engendré de la nappe de Ceahlău, où la présence de la série épaisse de flysch éocrétacé ne laisse pas de doute sur son caractère paléotectonique. Il faut remarquer que la ride sub-bucovinienne, avec son seuil externe affaissé, représente le plus haut élément géosynclynal des Carpates Orientales (excepté les cordillières ayant alimenté à matériel détritique les différentes zones de sédimentation du flysch, mais dont aucune n'est consérvée dans l'actuelle structure de ce segment, à l'exception de la ride envisagée).

Si l'on pousse plus loin l'essai de reconstitution, il faut analyser les caractères des zones d'où proviennent les nappes transylvaines. Dans ce but, on est obligé tout d'abord de préciser la position des deux nappes, l'une par rapport à l'autre. Les relations dans le temps et dans l'espace existant entre ces deux unités ont permis de conclure que la nappe de Perşani est inférieure à celle de Hăghimaş (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969). La nappe de Perşani est charriée sur le Wildflysch bucovinien et supporte d'une manière transgressive et discordante une couverture post-tectonique, qui dans les monts Perşani débute par l'Aptien supérieur ou par l'Albien (P a t r u l i u s et al., 1966). Donc, son âge est intra-aptien, plus ancien que celui de la nappe de Hăghimaş, que l'on a vu se mettre en place à la fin de l'Albien. D'autre part, dans l'extrémité septentrionale des monts Perşani, à Mereşti, des calcaires massifs tithoniques allohtons identiques à ceux de la nappe de Hăghimaş ont une position supérieure aux lambeaux de recouvrement de la nappe de Perşani. En même temps, dans les synclinaux de Hăghimaş et de Rarău, dans la formation de Wildflysch, il y a des klippes sédimentaires appartenant à la nappe de Perşani, dont la position est inférieure à la nappe de Hăghimaş; il s'agit des calcaires de ,,Guttenstein" dans le Rarău ou des serpentines qu'on attribue au Trias dans le Hăghimaş.

Tout ce que nous venons d'exposer nous permet de considérer comme justifiée l'hypothèse selon laquelle la nappe de Hăghimaş occupe une position supérieure à celle de Perşani. Il s'ensuit évidemment que la zone de sédimentation de la première nappe est plus interne (occidentale)



Institutul Geologic al României

que la deuxième. Cependant, l'analyse de la répartition en surface des deux nappes réclame quelques précisions : tandis que la nappe de Hăghimaş est développée tout spécialement dans la partie centrale et septentrionale de la zone cristallino-mésozoïque, celle de Perşani touche son principal développement dans la partie méridionale de celle-ci. Cette situation suggère une sorte de relais qui pourrait exister entre les deux nappes, relais dû à une situation primaire dans les rapports des deux zones de sédimentation, qui ont engendré ces nappes. Le relais des deux zones de sédimentation présentes du nord vers le sud n'exclut guère la position plus interne de la nappe de Hăghimaş, mais rétrécit la largeur totale du domaine d'origine des nappes transylvaines (fig. 20).

Si l'on revient au problème concernant la reconstitution des éléments géosynclinaux des Carpates Orientales internes, nous pouvons faire, maintenant, après avoir passé en revue les problèmes liés aux rapports entre les nappes transylvaines, l'analyse de leur position par rapport au couple sillon-ride du groupe des nappes centrales.

Les caractères faciaux des séries triasiques des nappes transylvaines nous permettent de les considérer en tant que dépôts de type pélagique, de mer ouverte, à caractères fauniques méditerranéens. La présence des calcaires de Hallstatt rapproche le Trias supérieur transylvain du type facial ,,ammonitico rosso", type auquel on peut rattacher aussi les dépôts calcaires du Kimméridgien des mêmes nappes. La sédimentation de ce type est considérée caractéristique à la période de vacuité des sillons géosynclinaux (A u b o u i n, 1968). Même si l'on réfuse le modèle d'Aubouin quant à l'évolution et la division des géosynclinaux, on retient quand même que ce type de sédimentation est caractéristique pour les sillons et pas pour les rides. La même idée est étayée encore de la présence des roches éruptives basiques du Ladinien de la nappe de Perşani (P a t r u l i u s et al., 1966). La présence dans leur cadre, outre les diabases et les mélaphyres, des roches ultrabasiques y renforce la conclusion ci-dessus formulée.

En considérant les nappes transylvaines provenant d'un sillon géosynclinal situé à l'intérieur de la zone qui a engendré la nappe bucovinienne, il faut choisir l'une de ces deux possibilités d'interprétation : 1) les deux zones appartenaient au même sillon géosynclinal ou 2) le sillon transylvain était indépendant de celui bucovinien et ils étaient tous les deux séparés par une zone de ride ou par une cordillière (prétransylvaine). Les caractères très différents des faciès de ces deux domaines nous portent à préférer la deuxième possibilité, mais — dans cette situation — il nous est impossible d'apporter des précisions quant au caractère des éventuels dépôts qui seraient déposés sur la ride séparant les deux sillons. Il paraît plus facile de considérer qu'entre les deux domaines il y avait une zone étroite, dans la plus grande partie exondée ou avec une sédimentation extrêmement réduite. Cette zone aurait été, probablement, dépassée par le charriage des nappes transylvaines sans avoir engendré, à son tour, d'une unité tectonique. Cette interprétation rapproche, en quelque sorte, les nappes transylvaines des nappes de la zone du flysch, qui ont dépassé, elles-aussi, par charriage, les cordillières séparant les sillons géosynclinaux. Ce rapprochement pourrait ne pas être fortuit, vu que les nappes du flysch, de même que les nappes transylvaines sont des nappes de couverture.

Nous ne croyons pas qu'entre les domaines de sédimentation des deux nappes transylvaines existaient d'importants éléments de séparation. Seulement l'évolution dans le temps, surtout après le Lias, paraît être différente. Dans ce moment s'est produit un processus semblable à l'inversion, bien que de moindres dimensions (proportions). Au cours du Trias, la zone correspondant à la nappe de Perşani était plus affaissée (ici se déposaient des calcaires bitumineux, avaient lieu des éruptions et des intrusions basiques et ultrabasiques, etc.) celle correspondant à la nappe de Hăghimaş semble être un peu plus élevée (à dolo-

Institutul Geologic al României

mies, calcaires gréseux), mais n'avait pas le caractère d'une ride, si l'on tient compte qu'on y trouvent les calcaires de Hallstatt. Pendant le Lias inférieur, les conditions sont uniformes, dans les deux secteurs du sillon transylvain se déposant les calcaires d'Adneth. Après ce moment, de le secteur qui va engendrer la nappe de Perşani subit un soulèvement assez accusé — ici ne se déposent plus que très sporadiquemment des dépôts carixiens, aaléniens et bathoniens (P a t r u l i u s et al., 1966), tandis que le domaine de la nappe de Hăghimaş subit un affaissement correspondant aux conditions de sédimentation du Kimmeridgien („ammonitico rosso") et ensuite un soulèvement progressif, pendant lequel se déposent les calcaires tithoniques, qui ne sont pas des dépôts trop profonds. Un moment de désalinisation a eu lieu au début du Crétacé inférieur — l'horizon marneux renferment des characées — puis le régime marin est revenu dans les mêmes conditions de bathymétrie (profondeur moyenne).

On peut conclure, de ce qu'on vient de présenter, que, si au début le sillon transylvain était bien individualisé, vers la fin du Jurassique et durant le Crétacé inférieur il a subi d'une manière différenciée par secteurs un soulèvement, qui a abouti à la genèse d'une ride. Ce fait a certainement favorisé la genèse des nappes de couverture transylvaines, facilitant le décollement des dépôts calcaires massifs, de leur socle. Leur écoulement dans la plus grande partie gravitationn el, vers le sillon bucovinien a commencé dès le milieu du Crétacé inférieur. La nappe de Perşani, qui occupait une position plus externe et plus élevée, est partie la première, suivie ensuite par celle de Hăghimaş, cette dernière ayant continué d'avancer davantage et, éventuellement plus loin, jusqu'à la fin de l'Albien.

Ces considérations nous permettent de conclure que, dans les Carpates Orientales internes, l'on a affaire à trois sillons parallèles : le sillon du flysch de la nappe de Ceahlău, le sillon bucovinien et le sillon transylvain, les deux premiers séparés par la ride sub-bucovinienne, qui comporte un „gradin" plus bas vers l'extérieur, les deux derniers — par une cordillière qui a été dépassée, au point de vue tectonique, pendant les processus de charriage. On peut en déduire que dans cette partie des Carpates Orientales il y a un couple et demi du type de ceux décrits par A u b o u i n (1959, 1965); si l'on considère l'entier segment des Carpates Orientales, leur nombre va augmenter. On peut pousser plus loin ces comparaisons et attribuer le sillon transylvain et celui bucovinien au type de sillon éugéosynclinal, tenant compte de la présence des roches éruptives basiques. Ces comparaisons révèlent, tout d'abord, que l'encadrement des éléments paléotectoniques dans le schéma proposé par A u b o u i n soulève des difficultés, le nombre des sillons éu- et respectivement mio-géosynclinaux étant plus grand que celui proposé par cet auteur pour un segment geosynclinal.

La présence des roches ultrabasiques dans les nappes transylvaines soulève la questioni des fractures profondes ayant existé dans le socle des zones de sédimentation, fractures qui ont déterminé l'épanchement des magmas. Le caractère des nappes de couverture rend difficile l'analyse directe du socle initial des nappes transylvaines. Nous pouvons seulement supposer que dans le soubassement de l'actuelle dépression de la Transylvaine soit resté au moins une partie de ce socle, situé à l'ouest de la nappe bucovinienne. Nous sommes d'avis que la fracture qui a permis l'ascension des magmas basiques et ultrabasiques a été placée sur la bordure vers le domaine de la nappe de Perşani, vu qu'on y connaît des produits ultrabasiques. C'est très probable qu'elle ait délimité, vers l'intérieur, c'est-à-dire vers le sillon transylvain, la cordillière que nous avons soupçonnée de l'avoir séparée du sillon bucovinien.

Il ne faut pas chercher la zone d'alimentation des effusions basiques de la nappes bucovnienne, si l'on tient compte de leurs caractères pétrographiques, à une profondeur trop grande, miais on peut la placer, en tout cas, plus haut que celle des serpentines, de sorte qu'on puisse admettre qu'elle ne doit pas coïncider avec cette dernière, bien qu'on puisse leur accorder —

Institutul Geologic al României

afin de simplifier l'analyse — une source commune. Dans ce cas-là, elle serait liée à la même cordillière, étant placée seulement sur le flanc oriental de celle-ci. Il est très probable que, dans la cas contraire, la source des effusion basiques du sillon bucovinien soit localisée dans la zone de jonction de celui-ci avec la ride sub-bucovinienne. Ce qui plaide pour la deuxième hypothèse c'est que les éruptions basiques sont plus riches sur le flanc externe du synclinal Hăghimaş que sur celui interne, bien qu'elles n'y fassent guère défaut.

Les rides, les sillons et les cordillières ci-dessus définis représentent les éléments paléotectoniques du massif de Maramureş. On peut les retrouver, partiellement, au nord ou au sud de celui-ci. Toutes les conclusions que nous avons avancées envisagent uniquement ce massif et seulement d'une manière partielle les autres segments carpatiques. Mais, il ne faut pas encore dépasser le cadre du massif de Maramureş, de sorte que nous allons arrêter ici nos considérations sur la reconstitution paléotectonique. En synthétisant les considérations que nous venons de faire dans ce chapître ,nous désirons retenir quelques idées considérées importantes :

la zone cristallino-mésozoïque, bien qu'elle représentât seulement une partie du segment oriental du ssystème orogénique carpatique, a résulté d'un ensemble complexe de sillons et de rides ou de cordillières ;

leur évolution dans le temps a été inégale au point de vue de la conservation de leur caractère primaire. Quelques uns, notamment le sillon transylvain, ont subi des inversions partielles ou totales, se transformant en zone à caractère de ride ;

dans la zone cristallino-mésozoïque on peut reconnaître au moins deux sillons à caractère éugéosynclinal ; si l'on y ajoute le sillon qui a engendré de la nappe du flysch noir, leur nombre va augmenter à trois ;

c'est la ride sub-bucovinienne qui est le plus haut élément paléotectonique des Carpates Orientales conservé dans l'une de leurs unités structurales.

## CONCLUSIONS

Les recherches effectuées dans la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăghimaş ont permis de distinguer trois nappes d'âge alpin, superposées : la nappe sub-bucovinienne, la nappe bucovinienne et la nappe de Hăghimaş. Elles sont caractérisées par des successions stratigraphiques propres, renfermant des dépôts sédimentaires d'âge triasique — éocrétacé. Les trois successions sont :

Dans la nappe bucovinienne :

| | |
|---|---|
| Schistes cristallins | — la série de Bistriţa-Barnar |
| | — la série de Tulgheş |
| | — la série des gneisses de Rarău |
| Paléozoïque supérieur | — les conglomérats de Hăghimaş |
| Séisien | — grès et conglomérats quartzitiques |
| Campilien-Anisien | — dolomies |
| Ladinien | — calcaires a *Diplopora* |
| Ladinien(?)-Carnien | — calcaires et dolomies |
| Sinémurien-Carixien | — calcaires oolithiques ferrugineux |
| Domérien | — calcaires conglomératiques et gréseux |
| Aalénien(+Toarcien-Bathonien) | — calcaires gréseux |
| Callovien-Oxfordien | — radiolarites |
| Kimméridgien | — calcaires rouges lités |

Institutul Geologic al României

| | |
|---|---|
| Tithonique-Néocomien | — couches de Lunca |
| Barrémien-Albien | — la formation de Wildflysch |

On a réussi à séparer, dans la partie N-W de cette région, un faciès particulier du Trias — le faciès à radiolarites — où au niveau du Séisien et du Campilien-Anisien sont intercalées des radiolarites rouges et vertes.

Dans la nappe sub-bucovinienne :

| | |
|---|---|
| Schistes cristallins | — la série de Tulgheş |
| | — la série de Bistriţa-Barnar |
| Séisien | — grès et conglomérats quartzitiques |
| Campilien | — schistes de Campil |
| Anisien | — dolomies |
| Lias inférieur | — conglomérats quartzitiques, grès, marnes noirâtres |
| Dogger | — calcaires noirâtres |
| Néocomien | — grès et marnocalcaires |

Dans la nappe de Hăghimaş :

| | |
|---|---|
| Werfénien | — couches de Werfén |
| | — schistes de Campil |
| Trias moyen | — dolomies, calcaires à silexes, radiolarites |
| | — calcaires gréseux rouges à *Daonella lömmelli* |
| Trias supérieur | — calcaires de Hallstadt |
| | — calcaires gréseux gris à *Monotis substriata* |
| Sinémurien | — calcaires marneaux rouges d'Adneth |
| Bathonien | — calcaires ferrugineux oolithiques |
| Kimméridgien | — calcaires rouges, calcaires gris, grès calcaires (couches à *acanthicum*) |
| Tithonique | — calcaires massifs (Stramberg) |
| Néocomien | — marnocalcaires |
| | — calcaires massifs |
| Urgonien | — calcaires massifs à pachyodontes et à orbitolines |

On a séparé — en transgression au-dessus de la nappe bucovinienne et de celle de Hăghimaş — une couverture post-tectonique représentée par des conglomérats et des grès, qu'on a dénommés les conglomérats de Bîrnadu d'âge vraconien-cénomanien.

Au point de vue tectonique, on a pu distinguer dans les trois nappes séparées et surtout dans celle bucovinienne une ou plusieurs phase de déformations pré-paroxysmales :

dans la nappe bucovinienne elles correspondent aux phases donetz, névadienne et austro-alpine ;

dans la nappe sub-bucovinienne — au moins à la phase austro-alpine ;

dans la nappe de Hăghimaş — aux phases névadienne et austro-alpine.

C'est la phase mésocrétacée qui est la phase paroxysmale pendant laquelle ont été mises en place les nappes séparées.

On a pu distinguer aussi des déformations post-paroxysmales, qui se sont réalisées — très probablement — en deux phases différentes : laramienne et savique.

Les déformations post-paroxysmales ont été considérées du type des rétrochevauchements et des plis rétrodéversés, vu qu'elles ont une vergence contraire à la vergence générale de la chaîne orogénique et sont plus jeunes que les déformations principales.

Institutul Geologic al României

Dans les séries anténalpines, on a admis l'existence d'un charriage d'âge hercynien, par lequel la série des gneisses de Rarău chevauche la série de Tulgheș. Ce charriage a, très probablement, une vergence occidentale, comparable à d'autre vergences hercyniennes distinguées dans les Carpates Orientales.

En reconstituant les éléments paléotectoniques, on est arrivé à distinguer dans la partie interne, des Carpates Orientales :

le sillon transylvain, d'ou proviennent les nappes du même nom ; il a subi, après le Lias inférieur, une inversion, tout d'abord partielle et ensuite totale, en achevant son évolution avec le caractère d'une ride d'où ont décollé les nappes :

la cordillière pré-transylvaine, qui sépare vers l'extérieur le sillon transylvain ; elle a été dépassée pendant les processus de charriage ;

le sillon bucovinien, correspondant à la nappe du même nom ; c'est le plus important élément paléotectonique négatif de la zone cristallino-mésozoïque ;

la ride sub-bucovinienne, qui présente vers l'extérieur un échelon plus bas ; ce dernier correspond à l'unité de Bretila (la plus profonde unité tectonique de la zone cristallino-mésozoïque), le reste de la ride représentant la nappe sub-bucovinienne ;

le sillon du flysch de Ceahlău, d'où est issue la nappe de Ceahlău.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte géologique de la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăghimaș. Holocène : 1, alluvions ; 2, a) éboulements : b) cônes de déjection : c) éboulis ; Pléistocène : 3, terrasses.

Couverture post-tectonique. Cénomanien-Vraconien : 4, conglomérats de Bîrnadu ; a) Klippes sédimentaires d'érosion ; Nappe de Hăghimaș. Urgonien : 5, calcaires massifs à pachyodontes et orbitolines ; Néocomien-Tithonique : 6, calcaires massifs, a) horizon marno-calcaire (Berriasien) ; Kimméridgien : 7, calcaires nodulaires rouges, calcaires verts, grès (couches à *A. acanthicum*) ; Ladinien-Anisien ; 8, dolomies, jaspes ; Werfénien : 9, couches de Werfen, couches de Campil. Nappe bucovinienne. Albien-Barrémien : 10, formation de Wildflysch, a) brèches tilloïdes ; b) mégabrèches ; c) klippes sédimentaires ; d) klippes sedimentaires plus petites que 500 $m^3$ ; e) brèches infrajaspiques ; f) couches à jaspes ; g) roches éruptives basiques ; Hauterivien : 11, conglomérats de Chicera ; Valanginien-Tithonique : 12, couches de Lunca ; Oxfordien-Callovien-Bathonien-Domérien : 13, grès-calcaires, grès ; a) jaspes ; b) siltites à *P. alpina* ; Carixien-Sinémurien : 14, calcaires oolithiques ferrugineux ; Trias supérieur : 15, calcaires et dolomies ; Ladinien : 16, calcaires blancs ; Anisien-Campilien : 17, dolomies a) jaspes ; Séisien : 18, grès quartzitiques : a) jaspes ; Paléozoïque supérieur (Carbonifère supérieur ?) : 19, brèches de Hăghimaș ; schistes cristallins : 20, série de Tulgheș ; 21, série de Dămuc ; 22, série des gneiss de Rarău (sur le flanc ouest, y compris les brèches de Hăghimaș).

Nappe sub-bucovinienne. Néocomien : 23, brèches ; Dogger-Lias ; 24, calcaires noirâtres ; grès quartzitiques ; Trias : 25, dolomies, schistes de Campil ; schistes cristallins ; 26, série de Tulgheș.

Institutul Geologic al României

Nappe de Ceahlău. Néocomien : 27, couches de Sinaia ; signes conventionnels : 28, limite géologique ; 29, nappe de charriage ; 30, faille inverse ; 31, faille normale, ; 32, décrochement ; 33, position des couches ; 34, direction des coupes géologiques.

Planche II

Coupes géologiques dans la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăghimaş.

Dépôts non-consolidés. Holocène : 1, alluvions. Couverture post-tectonique. Cénomanien-Vraconien : 2, conglomérats de Bîrnadu.

Nappe de Hăghimaş. Urgonien : 3, calcaires massifs à pachyodontes ; Néocomien-Tithonique-Kimméridgien : 4, calcaires massifs et couches à *A. acanthicum* ; a. horizon marno-calcaire (Berriasien) ;

Nappe bucovinienne. Albien-Barrémien : 5, formation de Wildflysch : a. brèches tilloïdes ; b. mégabrèches ; c. Klippes sédimentaires ; d. roches éruptives basiques ; e. couches à jaspes ; f. brèches infrajaspiques ; Hauterivien : 6, conglomérats de Chicera ; Valanginien-Tithonique : 7, couches de Lunca ; Bathonien-Domérien ; 8, gréso-calcaires, grès ; Carixien-Sinémurien ; 9, calcaires oolithiques ferrugineux ; Trias supérieur : 10, calcaires et dolomies ; Ladinien : 11, calcaires blancs ; Anisien-Campilien : 12, dolomies, jaspes, ; Séisien : 13, grès quartzitiques : a. jaspes ; schistes cristallins : 14, a. série de Tulgheş ; b. série des gneiss de Rarău.

Nappe sub-bucovinienne. Néocomien : 15, brèches ; Dogger-Lias ; 16, calcaires noirâtres, grès quartzitiques ; Trias : 17, dolomies, schistes de Campil ; schistes cristallins ; 18, série de Tulgheş.

Nappe de Ceahlău. Néocomien : 19, couches de Sinaia ; 20, limite géologiques ; 21, faille ; 22, nappe de charriage.

Planche III

Colonnes stratigraphiques des dépôts triassiques de la nappe bucovinienne.

1, schistes cristallins ; 2, conglomérats quartzitiques ; 3, grès quartzitiques ; 4, dolomies ; 5, calcaires ; 6, calcaires à Halobies ; 7, calcaires gréseux : 8, argiles à blocs.

Planche IV

Corrélation des dépôts mésozoïques du bord N-W et N du synclinal de Hăghimaş.

1, schistes cristallins : 2, grès quartzitiques : 3, jaspes ; 4, dolomies ; 5, dolomies à silex ; 6, grès calcaires ; 7, calcaires bréchéux : 8, Wildflysch.

Planche V

Colonnes stratigraphiques des dépôts néojurassiques et éocrétacés de la nappe bucovinienne.

1, schistes cristallins : 2, dolomies ; 3, calcaires ; 4, marno-calcaires ; 5, couches à *Aptychus* ; 6, marnes ; 7, calcaires gréseux ; 8, calcaires gréseux à silex ; 9, grès calcaires ; 10, grès ; 11, brèches ; 12, brèches à dolomies (dans les couches de Lunca) ; 13, argiles à blocs (Wildflysch) ; 14, schistes argileux ; 15, jaspes.

cp-an = Campilien-Anisien ; $J_2$ = Dogger ; cl-ox = Callovien-Oxfordien ; Km = Kimméridgien ; th-vg = Tithonique-Valanginien ; hv = Hauterivien ; ba = Barrémien ; s. cr = schistes

Institutul Geologic al României

cristallins; s. l = couches de Lunca; cgl. ch-= conglomérats de Chicera; br. ifj-= brèches infrajaspiques; s. jp-= couches à jaspes; „s. Ap." = couches à *Aptychus*; wfl = Wildflysch.

Planche VI

Colonnes stratigraphiques du Néojurassique et de l'Eocrétacé de la nappe de Hăghimaș.

Planche VII

Colonnes stratigraphiques de la Formation de Wildflysch.

1, conglomerats; 2, brèches; 3, mégabrèches, 4, argiles à blocs; 5, schistes rouges; 6, marno-calcaires; 7, calcaires; 8, dolomies, 9, roches éruptives basiques; 10, jaspes; 11, cinérites; 12, contour d'olistolithe.

Planche VIII

Coupe géologique synthétique des Carpates Orientales centrales.

1, plate-forme moldave; 2, unité sous-carpatique; 3, unité des plis marginaux; 4, nappe de Tarcău; 5, nappe d'Audia; 6, nappe de Macla-Zăgon; 7, nappe du Flysch Courbicortical; 8, nappe de Ceahlău,; 9, unité de Bretila; 10, nappe sub-bucovinienne; 11, nappe bucovinienne; 12, nappe de Hăghimaș; 13, couverture post-tectonique; 14, dépression de la Transylvaine; 15, zone volcanique; 16, dépressions intramontagneuses.

Ma — cristallin mésozonal, Mv — cristallin épizonal; G — roches alcalines, T — Trias, J — Jurassique, $K_1$ — Crétacé inférieur, $K_2$ — Crétacé supérieur, $Pg_1$ — Paléocène, $Pg_2$ — Eocène, $Pg_3$ — Oligocène, $M_1$ — Miocène.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ BIBLIOTECA 97.814

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU

# HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII CENTRALE ȘI DE NORD A SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ

0 1 2 Km

## LEGENDA

HOLOCEN
1 Aluviuni
2 a) Pornituri ; b) Conuri de dejecție; c) Grohotișuri

PLEISTOCEN
3 Terase

CUVERTURA POST - TECTONICĂ

CENOMANIAN VRACONIAN
4 Conglomeratele de Bîrnadu, a) Klippe sedimentare de eroziune

PÎNZA HĂGHIMAȘULUI

URGONIAN
5 Calcare masive cu pachiodonte și orbitoline

NEOCOMIAN TITHONIC
6 Calcare masive, a) Orizontul marnocalcaros (Berriasian)

KIMMERIDGIAN
7 Calcare noduloase roșii, calcare verzi, gresii (strate cu A. acanthicum)

LADINIAN ANISIAN
8 Dolomite, jaspuri

WERFENIAN
9 Strate de Werfen, strate de Campil

PÎNZA BUCOVINICĂ

ALBIAN - BARREMIAN
10 Formațiunea de wildflysch, a) Brecii tiloide ; b) Megabrecii ; ç) Klippe sedimentare; d) Klippe sedimentare mai mici de 500 m³ ; e) Breciile infrajaspice ; f) Strate cu jaspuri ; g) Roci eruptive bazice

HAUTERIVIAN
11 Conglomerate de Chicera

VALANGINIAN TITHONIC
12 Strate de Lunca

OXFORDIAN-CALLOV. BATHONIAN - DOMERIAN
13 Grezocalcare, gresii ; a) jaspuri ; b) siltite cu P. alpina

CARIXIAN - SINEMURIAN
14 Calcare oolitice feruginoase

TRIASIC SUPERIOR
15 Calcare și dolomite

LADINIAN
16 Calcare albe

ANISIAN - CAMPILIAN
17 Dolomite. a) jaspuri.

SEISIAN
18 Gresii cuarțitice ; a) jaspuri

PALEOZOIC SUP. (CARBONIFER SUP. ?)
19 Brecii de Hăghimaș
20 Seria de Tulgheș

ȘISTURI CRISTALINE
21 Seria de Dămuc
22 Seria gnaiselor de Rarău (pe flancul vestic și brecii de Hăghimaș)

PÎNZA SUB - BUCOVINICĂ

NEOCOMIAN
23 Brecii

DOGGER + LIASIC
24 Calcare negricioase ; gresii cuarțitice

TRIASIC
25 Dolomite, șisturi de Campil

ȘISTURI CRISTALINE
26 Seria de Tulgheș

PÎNZA DE CEAHLĂU

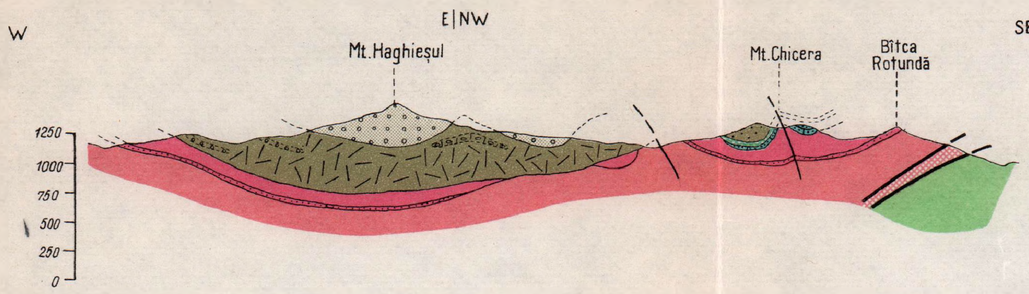
NEOCOMIAN
27 Strate de Sinaia

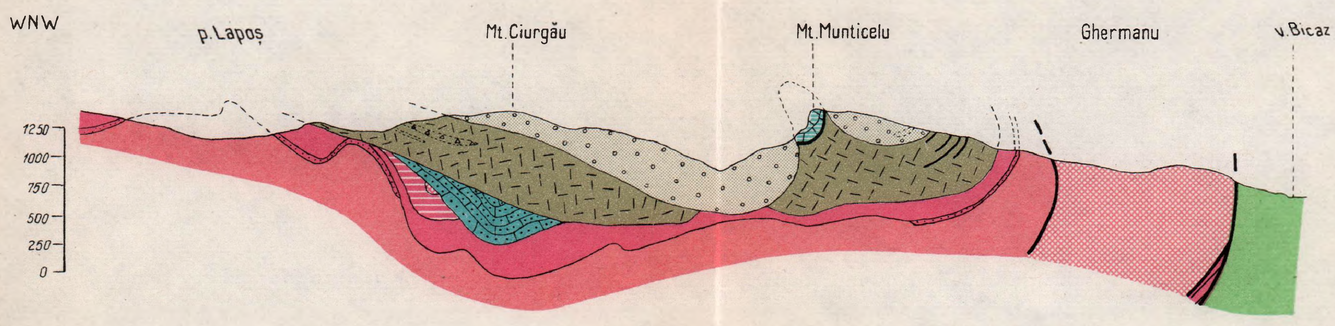
SEMNE CONVENȚIONALE
28 Limită geologică
29 Pînză de șariaj
30 Falie inversă
31 Falie normală
32 Decroșare
33 Poziția stratelor (25)
34 Direcția secțiunilor geologice

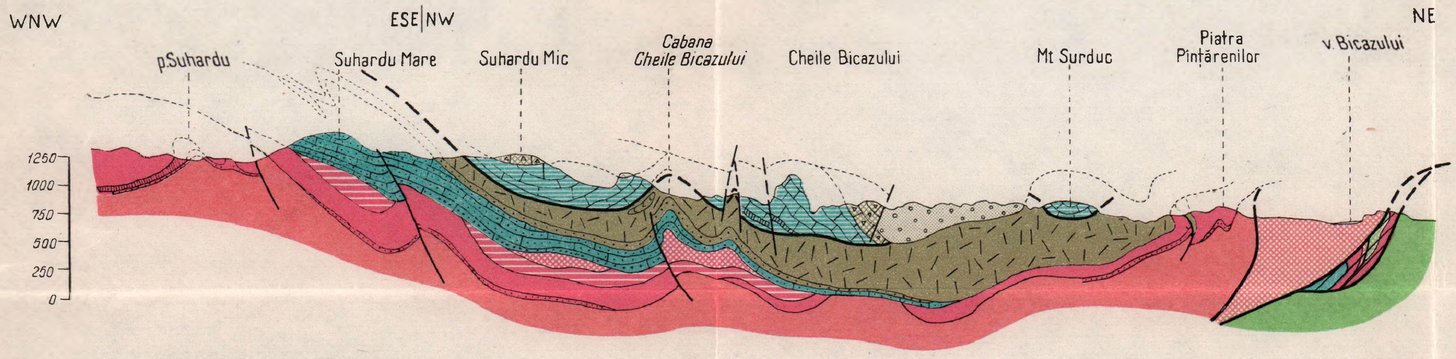
ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ VOL. XLV

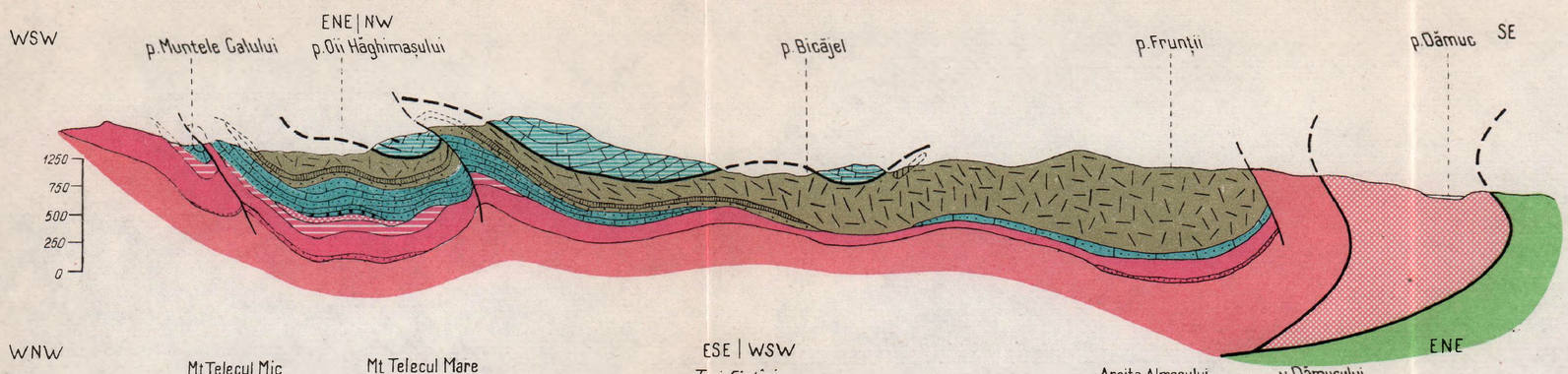
Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

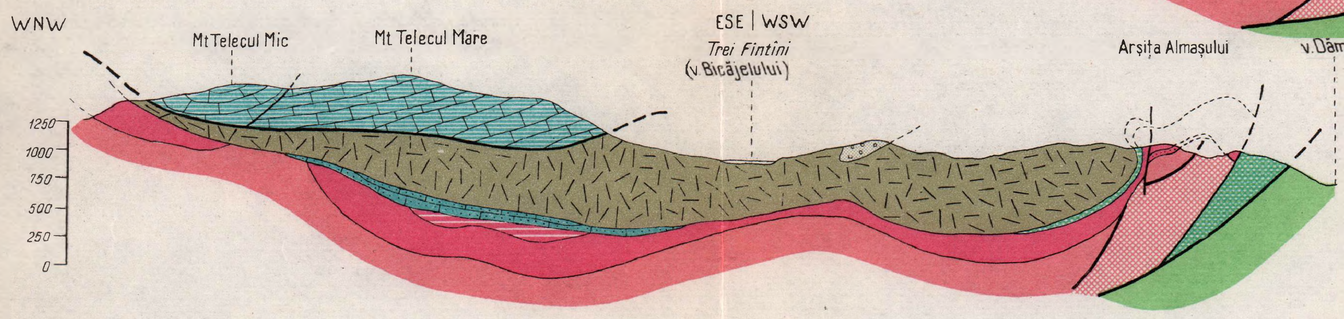
Institutul Geologic al României

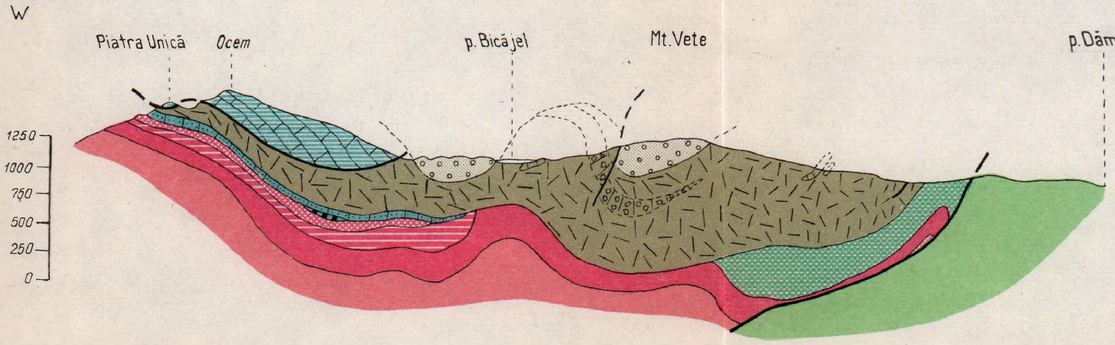



MIRCEA SĂNDULESCU

# SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN PARTEA CENTRALĂ ȘI DE NORD A SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ

0 1000 2000

## LEGENDA

DEPOZITE NECONSOLIDATE

HOLOCEN 1 — Aluviuni

CUVERTURA POST-TECTONICĂ

CENOMANIAN VRACONIAN 2 — Conglomerate de Birnadu

PÎNZA HĂGHIMAȘULUI

URGONIAN 3 — Calcare masive cu Pachiodonte

NEOCOMIAN TITHONIC KIMMERIDGIAN 4 — Calcare masive și strate cu A. acanthicum a. orizontul marnocalcaros (Berriasian)

PÎNZA BUCOVINICĂ

ALBIAN - BARREMIAN 5 — Formațiunea de Wildflysch
a. brecii tilloide
b. megabrecii
c. klippe sedimentare
d. roci eruptive bazice
e. strate cu jaspuri
f. brecii infrajaspice

HAUTERIVIAN 6 — Conglomerate de Chicera

VALANGINIAN - TITHONIC 7 — Strate de Lunca

BATHONIAN - DOMERIAN 8 — Grezocalcare, gresii

CARIXIAN - SINEMURIAN 9 — Calcare oolitice feruginoase

TRIASIC SUP. 10 — Calcare și dolomite

LADINIAN 11 — Calcare albe

ANISIAN - CAMPILIAN 12 — Dolomite, jaspuri

SEISIAN 13 — Gresii cuarțitice; a. jaspuri

ȘISTURI CRISTALINE 14 — a. Seria de Tulgheș; b. Seria gnaiselor de Rarău

PÎNZA SUB-BUCOVINICĂ

NEOCOMIAN 15 — Brecii

DOGGER + LIASIC 16 — Calcare negricioase, gresii cuarțitice

TRIASIC 17 — Dolomite, șisturi de Campil

ȘISTURI CRISTALINE 18 — Seria de Tulgheș

PÎNZA DE CEAHLĂU

NEOCOMIAN 19 — Strate de Sinaia

20 — Limită geologică

21 — Falie

22 — Pînză de șariaj

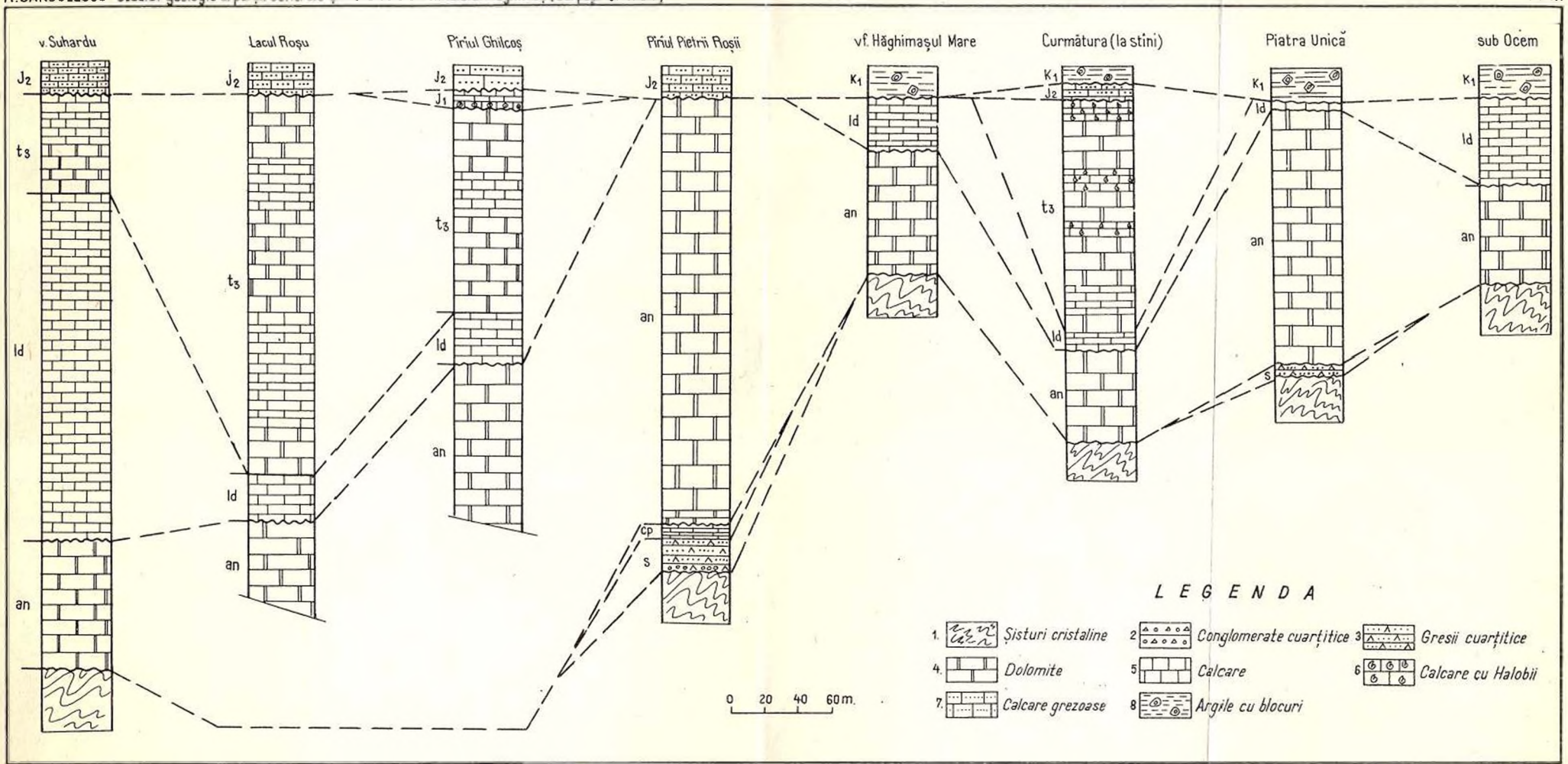


Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

# COLOANELE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR TRIASICE DIN PÎNZA BUCOVINICĂ





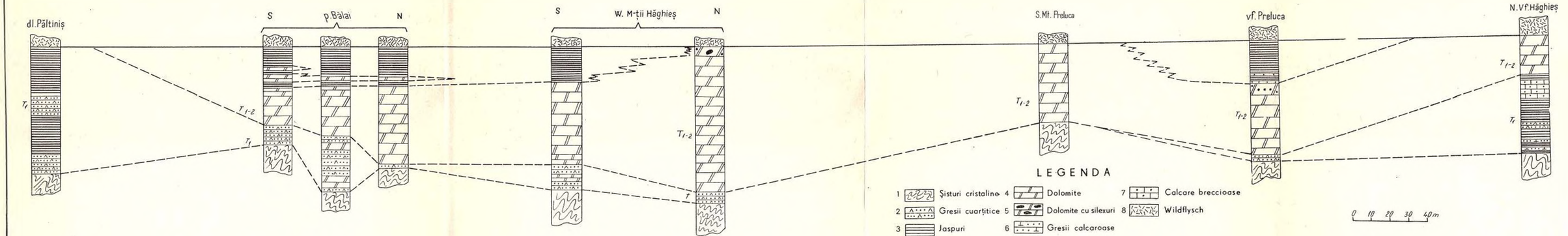



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU

# CORELAREA DEPOZITELOR MEZOZOICE DE PE MARGINEA NORD-VESTICĂ SI NORDICĂ A SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ





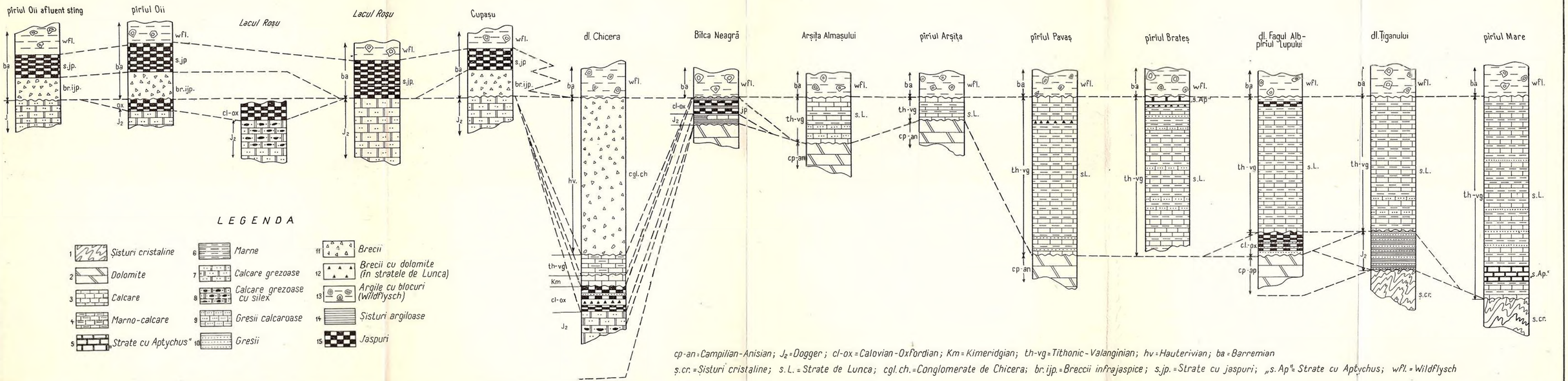

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

M. SĂNDULESCU

# COLOANE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR NEOJURASICE ȘI EOCRETACICE DIN PÎNZA BUCOVINICĂ

0 20 40 60 80m.




## LEGENDA

1. Sisturi cristaline
2. Dolomite
3. Calcare
4. Marno-calcare
5. „Strate cu Aptychus"
6. Marne
7. Calcare grezoase
8. Calcare grezoase cu silex
9. Gresii calcaroase
10. Gresii
11. Brecii
12. Brecii cu dolomite (în stratele de Lunca)
13. Argile cu blocuri (Wildflysch)
14. Șisturi argiloase
15. Jaspuri

cp-an = Campilian-Anisian; $J_2$ = Dogger; cl-ox = Calovian-Oxfordian; Km = Kimeridgian; th-vg = Tithonic-Valanginian; hv = Hauterivian; ba = Barremian

s.cr. = Sisturi cristaline; s.L. = Strate de Lunca; cgl.ch. = Conglomerate de Chicera; br.ijp. = Breccii infrajaspice; s.jp. = Strate cu jaspuri; „s.Ap" = Strate cu Aptychus; wfl. = Wildflysch



Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU

# COLOANE STRATIGRAFICE ALE NEOJURASICULUI ȘI EOCRETACICULUI DIN PÎNZA DE HĂGHIMAȘ

0 20 40 60 80m.

NEOCOMIAN
- URGONIAN
- ORIZONTUL CALCAROS SUPERIOR
- ORIZONTUL MARNO-CALCAROS

TITHONIC
- ORIZONTUL CALCAROS INFERIOR

KIMMERIDGIAN

## Muntele Ghilcoș

- Cayeuxia
- Clypeina (parvula?)
- Haplophragmium
- Petrascula (Dasycl.)
- Merinei
- Characee
- Haplophragm.
- Kurnubia palestiniensis
- Ammobaculites coprolithiformis
- Actinoporella
- Gasteropode
- Trocholina alpina, Cayeuxia
- Crinoizi
- Trocholina alpina, Saccocoma
- Salpingoporella
- Cayeuxia
- Ammobaculites cf. coprolithiformis (f.frecv.)
- Cayeuxia, Oncolithe (floroase)
- Trocholina elongata, Salpingoporella anulata
- Trocholina alpina, Trocholina elongata
- Clypeina (parvula), Actinoporella podolica
- Ammobaculites coprolithiformis
- Oncolite (frecv.)
- Oncolite (frecv.) Salpingoporella anulata
- Macroporella benecki
- Saccocoma

## Cheile Bicazului

- Corali, Microcodium agregatum
- Orbitolina conica, Baccinella irregularis
- Chaetetopsis zonata
- Orbitolina, Baccinella irregularis
- Microcodium agregatum
- Baccinella irregularis, Cayeuxia
- Cayeuxia (f.frecv.)
- Kilianina, Trocholina alpina
- Trocholina elongata, Clypeina sp.,
- Pseudocyclammina (?)
- Cayeuxia, Pseudocyclammina (?)
- Baccinella irregularis,
- Microcodium agregatum
- Trocholina elongata, Cayeuxia,
- Salpingoporella anulata

F F

## Cheile Bicăjelului

- Orbitolina conica
- Acicularia sp.2
- Cayeuxia, Crinoizi
- Orbitolina conica, Acicularia sp.2
- Nautiloculina, Acicularia sp.1
- Macroporella (cf. benecki)
- Cayeuxia
- Cayeuxia
- Haplophragmium
- Crinoizi, Textularii
- Ammobaculites coprolithiformis
- Cayeuxia, Crinoizi
- Ammobaculites coprolithiformis
- Trocholina, Miliolidae

## Nord Muntele Hăghimașul Mare

- Actinoporella
- Trocholina elongata
- Cayeuxia
- Cayeuxia, Crinoizi
- Trocholina alpina
- Miliolidae, Crinoizi
- Clypeina parvula
- Actinoporella
- Trocholina elongata
- Haplophragmium, Crinoizi

?

## Muntele Hăghimașul Negru

- Actinoporella, Mûnieria baconyca
- Clypeina parvula, Trocholina alpina
- T.elongata, Ammobaculites coprolithiformis
- Clypeina parvula
- Actinoporella, Clypeina parvula
- Kilianina, Kurnubia palestiniensis
- Haplophragmium
- Anchispirocyclina
- Organisme limonitizate, Actinoporella
- Mûnieria baconyca, Clypeina parvula
- Clypeina parvula Actinoporella,
- Haplophragmium
- Haplophragmium
- Orbitolinide mici, Miliolidae
- Calpionelopsis oblonga

## Muntele Telecu Mare

- Haplophragmium (f.frecv.)
- Haplophragmium, Mûnieria baconica
- Clypeina jurassica
- Kilianina Clypeina parvula
- Clypeina jurassica (?)
- Salpingoporella anulata
- Cayeuxia, Trocholina alpina
- Clypeina, Pseudocyclammina lituus
- Microcodium
- Clypeina jurassica (frecv.), Actinoporella
- Pseudocyclammina lituus
- Clypeina jurassica (f.frecv.), C. parvula
- Salpingoporella anulata
- Cayeuxia, Clypeina jurassica
- Baccinella irregularis
- Trocholina alpina (frecv.), T.elongata
- Paratrocholina lenticularis, Clypeina
- Actinoporella, Clypeina jurassica
- Mûnieria baconica (frecv.) Pseudocyclammina lituus,
- Clypeina parvula
- Clypeina jurassica, Calpionela alpina
- Paratrocholina lenticularis, Cayeuxia
- Ammobaculites coprolithiformis
- Kilianina, Mûnieria baconica
- Paratrocholina lenticularis
- Microcodium agregatum
- Cayeuxia, Miliolide

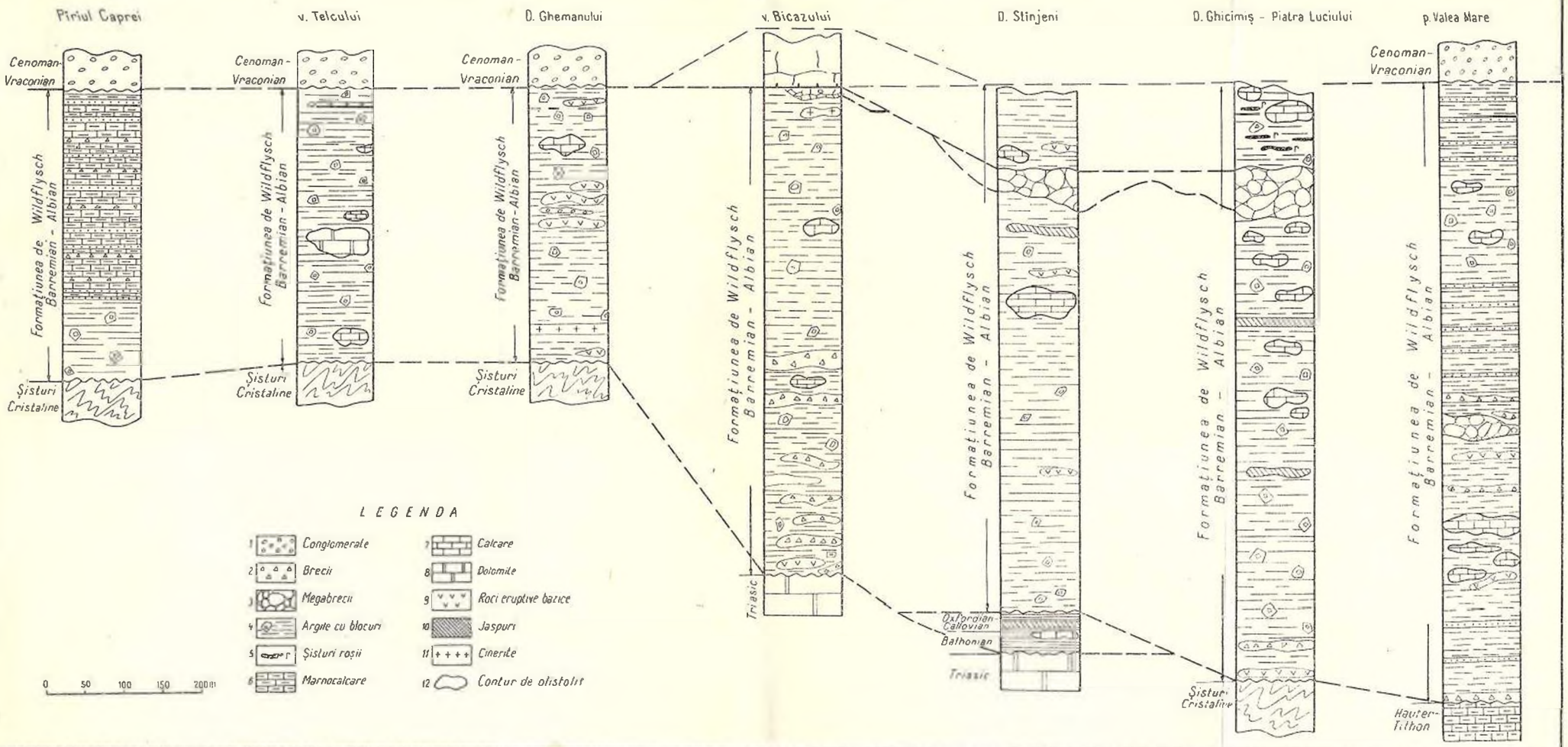


Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU

# COLOANE STRATIGRAFICE ALE FORMAȚIUNII DE WILDFLYSCH






Imprim. Atel. Inst. Geol.. Geof.

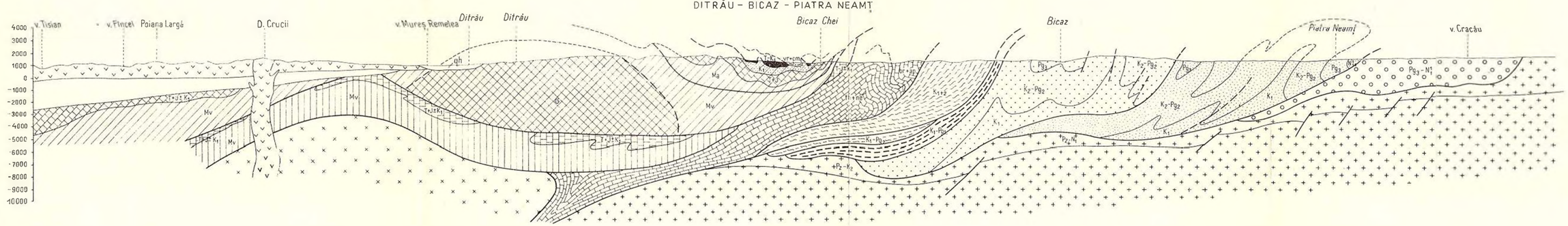
Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU

# SECȚIUNE GEOLOGICĂ SINTETICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI CENTRALI

0 5 10 Km

DITRĂU – BICAZ – PIATRA NEAMȚ




## L E G E N D A

1 PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ

2 UNITATEA SUBCARPATICĂ

3 UNITATEA CUTELOR MARGINALE

4 PÎNZA DE TARCĂU

5 PÎNZA DE AUDIA

6 PÎNZA DE MACLA-ZAGON

7 PÎNZA FLIȘULUI CURBICORTICAL

8 PÎNZA DE CEAHLĂU

9 UNITATEA DE BRETILA

10 PÎNZA SUB-BUCOVINICĂ

11 PÎNZA BUCOVINICĂ

12 PÎNZA DE HĂGHIMAȘ

13 CUVERTURA POST-TECTONICĂ

14 DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

15 ZONA VULCANICĂ

16 DEPRESIUNI INTRAMONTANE

Ma - Cristalin mezozonal, Mv - Cristalin epizonal, G - Roci alcaline, T - Triasic, J - Jurasic, $K_1$ - Cretacic inferior, $K_2$ - Cretacic superior, $Pg_1$ - Paleocen, $Pg_2$ - Eocen, $Pg_3$ - Oligocen, $N_1$ - Miocen

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ VOL. XLV

Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

# ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME XLV

Institutul Geologic al României