

Mircea Săndulescu

---

**GEOTECTONICA  
ROMÂNIEI**

MIRCEA SĂNDULESCU

# GEOTECTONICA ROMÂNIEI



EDITURA TEHNICĂ  
București, 1984

MIRCEA SANDULESCU

# GEOTECTONICA ROMÂNIEI

Redactor : IOAN CISMAS  
Tehnoredactor : ELLY GORUN

Coperta și supracoperta :  
CONSTANTIN GULUTA

Bun de tipar : 1.X.1984. Coli de tipar : 21.  
Planșe : 6. C.Z. 551.24 (198)



Tiparul executat sub comanda nr. 67  
la I.P. „Filaret”, str. Fabrica de chibrituri  
nr. 9-11, București  
Republica Socialistă România

## PREFAȚĂ

Dezvoltarea în ultimele patru decenii a activității de cercetare geologică și geofizică din țara noastră, diversificarea și intensificarea lucrărilor geologice de toate tipurile au determinat acumularea unui fond impresionant de date privind structura de mică și de mare adâncime a teritoriului național. Acest fapt face posibilă abordarea, pe baze moderne, a numeroase probleme de geotectonică ce se referă atât la Carpați cât și la teritoriile din afara lor.

Realizarea unei sinteze geotectonice regionale, cum este cea care se referă la teritoriul României, nu poate să înceapă decât prin parcurgerea drumului pe care cunoașterea în acest domeniu l-a străbătut, de la primele contribuții până la cele mai recente împliniri. Istoria cunoașterii este, în același timp, și istoria înțelegerii.

Caracterizarea alcătuirii geologice a teritoriului românesc și integrarea acestuia într-un context mai general presupun utilizarea adecvată și totodată nuanțată a tuturor noțiunilor și principiilor geotectonicii. Din acest motiv am simțit nevoia să acord atenție discutării unora dintre cele mai importante probleme de geotectonică, în primul rând pentru a introduce cititorul în ambianța teoretică pe care autorul o adoptă pentru tratarea lor. Desigur că această parte de teorie comentată este, prin forța lucrurilor, restrânsă și, foarte probabil, insuficientă. Am ales însă acele aspecte care fie sint fundamentale pentru



înțelegerea concepțiilor autorului, fie au o tangență marcată cu problemele cele mai spinoase ale geotectonicii României. Modul lor de aplicare la realitățile structurii Carpaților și a vorlandului acestora constituie și o piatră de încercare a valabilității lor.

În analiza structurii și evoluției marilor unități tectonice care se întâlnesc pe teritoriul românesc s-a impus păstrarea unui echilibru, adeseori greu de realizat, între partea descriptivă și cea interpretativă. În multe cazuri necesitatea precizării ambianței geotectonice în care s-au dezvoltat anumite porțiuni ale teritoriului țării noastre a condus la prezentarea mai amănunțită a unor aspecte privind sedimentarea și cadrul paleogeografic și/sau paleotectonic corespunzător. Unul din exemplele cele mai la îndemână privește litostratigrafia și caracterul ariilor de sedimentare a succesiunilor de fliș, mai ales din Carpați. Detaliile, care pot apărea până la un punct inutile, servesc fără îndoială la fundamentarea și precizarea contextului evolutiv al teritoriului României.

În măsura posibilităților și încercînd o selectare cît mai obiectivă am utilizat cît mai multe date primare, provenind din lucrările geologice de suprafață, dar, ori de cîte ori a fost nevoie, și din lucrările de foraj sau din cercetările geofizice. Inegalitatea distribuției areale a acestora și diferența privind detaliile obținute s-au reflectat în mod obiectiv în lucrare.

În descrierea unităților, de diferite ordine de mărime, am plecat de la principiul prezentării succesive în primul rînd a conținutului sau alcătuirii lor, apoi a arhitecturii (sau structurii) și în sfîrșit a proceselor evolutive care au condus la desăvîrșirea acestora din urmă. De cîte ori a fost posibil am încercat să încadrez unitățile structurale într-un context general care, de multe ori, a depășit limitele teritoriului național. Această necesitate m-a împins pînă la abordarea unei integrări a teritoriului României într-un cadru foarte general, privind Europa centrală și de sud-est.

Indirect, posibilitatea de a realiza lucrarea aceasta o datorez dascălului meu, Profesorul Ion Dumitrescu, primul profesor de geologie structurală și geotectonică pe care l-a avut geologia românească și căruia îi dedic cu respect și recunoștință această carte.

**AUTORUL**

## GEOTECTONICS OR ROMANIA

by

Mircea Săndulescu

"Geotectonics of Romania" is an up-to-date synthesis of the actual structure as well as of the tectonic history of the Romanian Carpathians and their Foreland. Presenting mainly the facts the book is partially also a comment and/or a checking of the general principles of geotectonics, especially of the plate-tectonic concept.

After a selected and synthetic presentation of the historical development of the Romanian school of tectonics (chapter 1) an interesting part — "Commented geotectonic principles" (chapter 2) — deals with a review of some problems (orogenesis, tectogenesis, flysch, molasse, wildflysch versus olistostrome, plate-tectonics versus "classical" geotectonics, etc.) important for a better understanding of the descriptive chapters.

The important part of the book concerns the description and analysis of the structure of the platforms (chapter 4) and the Alpine Orogenic Belts (chapter 5) (North Dobrogea and the Carpathians). There are mostly data concerning the Romanian territory as well as the surrounding areas (USSR, Poland, Czechoslovakia, Hungary, Bulgaria, Yugoslavia). General and regional correlations of the old pre-Alpine struc-

tures of the Foreland and of the Alpine chains are also presented.

The major tectonic units of the Romanian territory are analysed as regards their detail structure, the general evolution and genetical framework. Recent geological and geophysical researches as well as drilling data are used to support the tectonic conclusions.

The last part (chapter 6) is dedicated to a general geotectonic correlation of the Alpine chains of the Central and South-Eastern Europe, followed by a geodynamic analysis of the Alpine history of the area.

The graphics are mostly original, showing important details and illustrating the structure, correlations and retro-tectonic pictures of the study area. The coloured plates — Geotectonic Map of Romania and Geneto-tectonic Map of the Central and South-Eastern Europe — complete the graphics.

A rich bibliography accompanies the book.

The author of "Geotectonics of Romania" is Doctor of Sciences, Head of the Geological Map Department of the Romanian Institute of Geology and Geophysics, President of the Geological Map Commission of the Carpatho-Balkan Geological Association, member of the Redactional Board on the Tectonic Map of Europe and on the Tectonic Map of the Carpatho-Balkan Area, member of working groups of several international programmes (IGCP, Geodynamic Programme and Lithosphere Programme). He has accumulated experience by visiting important and complex folded chains, e.g. Carpathians, Balkans, Dinarids, Alps, Pyrenees, Jura, Betic Cordillera, Rif, Caucasus, Tian-Shan, Tibet and North Himalaya, Eastern Australia. He is "associé étranger" of the Geological Society of France and ex-vicepresident of this Society, as well as a member of the Geological Society of Romania and of the Geological Society of Poland.

## CUPRINS

<i>Prefață</i> . . . . .	3
Introducere . . . . .	9
<b>1. Istoria cunoașterii structurii generale a teritoriului românesc</b>	
<b>2. Principii comentate de geotectonică</b> . . . . .	34
Orogeneză, tectogeneză, morfogeneză . . . . .	34
Elementele geotectonice ale continentelor . . . . .	39
Problema flîșului . . . . .	38
Problema molasei . . . . .	41
Fliș și molasă — caractere comparate și relații mutuale . . . . .	43
Wildflysch sau olistostromă . . . . .	44
Geotectonica clasică și tectonica plăcilor . . . . .	48
<b>3. Unități geotectonice majore</b> . . . . .	61
Platforme prealpine . . . . .	62
Orogene alpine . . . . .	64
<b>4. Platforme</b> . . . . .	68
Platforma Moldovenească . . . . .	70
Platforma Scitică și Platforma Europei Centrale . . . . .	76
Platforma Scitică . . . . .	77
Platforma Europei Centrale . . . . .	78
Corelarea Platformei Europei Centrale cu Platforma Scitică . . . . .	80
Platforma Moesică . . . . .	83
Evoluția geotectonică prealpină a vorlandului carpatic . . . . .	99
<b>5. Orogene</b> . . . . .	103
Orogenul Nord-Dobrogean . . . . .	103
Pinza de Măcin . . . . .	106
Pinza de Niculițel . . . . .	116
Pinza de Tulcea . . . . .	118
Cuvertura post-tectogenetică din sinclinoriul Babadag . . . . .	122
Orogenul Nord-Dobrogean în contextul catenelor alpine din nordul Mării Negre . . . . .	122



Modelul geotectonic-evolutiv al Orogenului Nord-Dobrogean . . . . .	125
Orogenul Carpatic . . . . .	129
Dacidele interne . . . . .	131
Unitatea de Bihor . . . . .	133
Sistemul pinzelor de Codru . . . . .	135
Sistemul pinzelor de Biharia . . . . .	146
Vîrsta și succesiunea șariajelor aparținînd Dacidelor interne . . . . .	150
Dezvoltarea zonelor izopice de sedimentare și curbura peri-bihoreană . . . . .	151
Cuvertura post-tectogenetică . . . . .	153
Transilvanidele . . . . .	153
Pinzele Metaliferilor simici . . . . .	154
Pinzele transilvane . . . . .	166
Fienidele . . . . .	175
Dacidele mediane . . . . .	188
Pinzele central-est-carpatice . . . . .	189
Vîrsta și succesiunea șariajelor pinzelor central-est-carpatice . . . . .	207
Pinza getică și pinzele supragetice . . . . .	209
Corelarea Dacidelor mediane din Carpații Orientali și Meridionali . . . . .	224
Cuverturile și deformările post-tectogenetice . . . . .	226
Dacidele externe . . . . .	229
Dacidele marginale . . . . .	241
Moldavidele . . . . .	251
Avanfosa și Depresiunile intracarpatiche . . . . .	280
Avanfosa . . . . .	280
Depresiunea Transilvaniei . . . . .	282
Depresiunea Pannonică și depresiunile intramontane adiacente . . . . .	285
Depresiunile pliocen-cuaternare din Carpații Orientali . . . . .	286
6. Carpații în contextul geotectonic al catenelor alpine din Europa . . . . .	288
Încheiere . . . . .	322
Bibliografie . . . . .	324



„Pământul nu poate fi în același  
timp și static și mobil“

TUZO WILSON

## INTRODUCERE

Preocuparea geologiei tectonice sau a geotectonicii este descifrarea structurii și evoluției învelișului superior al Pământului, cunoscut sub denumirea de tectonosferă, a deformațiilor pe care aceasta le-a suferit, a tipurilor de deformare ce au rezultat în urma desfășurării proceselor tectonogenetice.

Sub acest aspect, geotectonica este una din ramurile geostiințelor ce se situează la intersecția a numeroase alte domenii. Ea folosește, sintetizează și analizează, direct sau indirect, rezultate foarte diverse, în scopul rezolvării problemelor privind forma, caracterele și evoluția marilor unități tectonice ale scoarței, ca de exemplu a regiunilor cutate, a platformelor sau bazinelor oceanice, cât și a Pământului luat ca un tot.

În condițiile evidentei complexități a geotectonicii se pot înțelege destul de ușor dificultățile ce le întâmpină analiza unei arii limitate, cu alte cuvinte o analiză geotectonică regională. Aceasta în primul rând pentru că gradul de cunoaștere a diferitelor aspecte ce interesează geotectonica regională este inegal atât din punctul de vedere al omogenității areale, cât și din acela al detaliului sau al profunzimii investigației. Dependentă de stadiul la care a ajuns cunoașterea în celelalte domenii ale geostiințelor într-un teritoriu limitat, subordonată progreselor geotectonicii generale sau teoretice, precum și dilemelor acestea, geotectonica regională își

conturează limitele, dar în același timp și tăria, fiind o piatră de încercare a principiilor generale și un punct de plecare al schimbării sau îmbunătățirii lor.

Teritoriul românesc excelează printr-o structură geologică complexă și complicată, rezultat al unei evoluții îndelungate și al unor procese diverse. Unitățile geotectonice majore ce se întîlnesc în acest areal — platforme vechi și platforme tinere, catene intra- și pericratonice — oferă un cadru excelent pentru o analiză aprofundată a principiilor de geotectonică, pentru testarea modelelor geotectonice și geodinamice „clasice“ și/sau „neoclasice“. În aceeași măsură, dificultatea rezolvării unor controverse, a clarificării unor probleme cruciale, a găsirii unor soluții acceptabile și fundamentate crește substanțial. În acest context trebuie înțeleasă opțiunea autorului de a prezenta uneori mai multe ipoteze pentru unele situații în care nedeterminarea este mai mult sau mai puțin evidentă.

Carpații ocupă două treimi din teritoriul românesc. Nu numai din acest motiv, dar mai ales ținînd seama de extrem de complicata structură a lor, analiza geotectonică a lor are explicabil o pondere mărită. Din aceleași motive, autorul a simțit nevoia să extindă sfera analizei, încercînd să încadreze acest sector al ramurii nordice a regiunii cutate alpine din Europa în contextul geotectonic general al părții centrale și de sud-est a continentului, precum și în dorința de a lămuri unele probleme spinoase într-un cadru mai larg. Plecînd de pe această bază, s-a considerat oportun să se încerce și aplicarea modelelor tectonicii plăcilor atât pentru teritoriul Carpaților, cît și pentru ansamblul Europei alpine, mai ales sub aspectul analizei comparative a acestora cu alte segmente bine cunoscute ale celei mai tinere regiuni cutate ce se dezvoltă în jurul Bazinului Mediteranean.

Elaborarea unei lucrări ca cea de față impune atât selecția, cît și, mai ales, sintetizarea unui fond de date heteroclit și neomogen. Implicit o sumă de detalii se pierd, integrîndu-se anonim în trăsăturile generale și definitorii, mult mai importante. Este evident însă că doar progresul unei întregi școli de geologie, în speță al celei românești, poate conduce la posibilitatea unei analize obiective și aprofundate, așa cum a încercat să o facă autorul acestei cărți.

## ISTORIA CUNOAȘTERII STRUCTURII GENERALE A TERITORIULUI ROMÂNESC

Orice analiză istorică a cunoașterii științifice poate urma două căi : prezentarea cronologică fără comentarii a etapelor parcurse, subliniind cele mai importante contribuții și mai ales acelea care au marcat schimbări fundamentale în concepții sau în maniera de interpretare a datelor, sau prezentarea selectivă sau comentată a diferitelor concepții, uneori contradictorii. Deși între aceste două maniere nu există limite precise și nici diferențe totale, este greu să fie păstrat un echilibru satisfăcător. Caracterul necesar obiectiv al unei analize istorice este totdeauna marcat — tot atât de obiectiv — și de poziția concepțiilor autorului.

Referindu-ne la analiza structurală generală a teritoriului românesc, este evident că primele sinteze care au privit porțiuni însemnate ale acestuia se datoresc lui Murgoci, pe de o parte, și lui Mrazec și Popescu-Voitesti, pe de altă parte. Totodată, Uhlig este cel care elaborează o primă sinteză structurală a Carpaților în ansamblul lor. Desigur că referințe la anumite aspecte structurale ale unor porțiuni restrinse din teritoriul carpatic sau din vorlandul acestuia se regăsesc în multe din articolele publicate în secolul al XIX-lea, începînd cu primele generalizări (Lilienbach, 1833 ; Hauer și Stache, 1863). Este tot atât de adevărat însă că o concepție tectonică propriu-zisă se întilnește pentru prima dată la autorii menționați mai sus.

Murgoci (1905, 1910) a deschis epoca „eroică” a marilor cuceriri tectonice cu magistrala descoperire și conturare a pinzei getice din Carpații Meridionali (fig. 1). Plecînd de la separarea celor două grupe cristalo-filiene făcută de Mrazec (1903) și mai ales de la conturarea petecelor Godeanu, Bahna și Mehedinți, Murgoci a fundamentat impecabil pinza getică, pe care o considera o pinză de supracutare (cu flanc invers), influențat fără îndoială de modelul prezentat de Lugeon la Congresul Geologic Internațional de la Viena (1903), unde concepția pinzelor s-a impus definitiv și a fost recunoscută oficial. Murgoci este primul tectonician care, după cei francezi și elvețieni, distinge și conturează o pinză în spațiul catenelor alpine din Europa ; meritul său este mai mare, întrucît conturul pinzei getice nu a suferit, practic, nici o modificare după mai multe decenii de cercetare modernă.



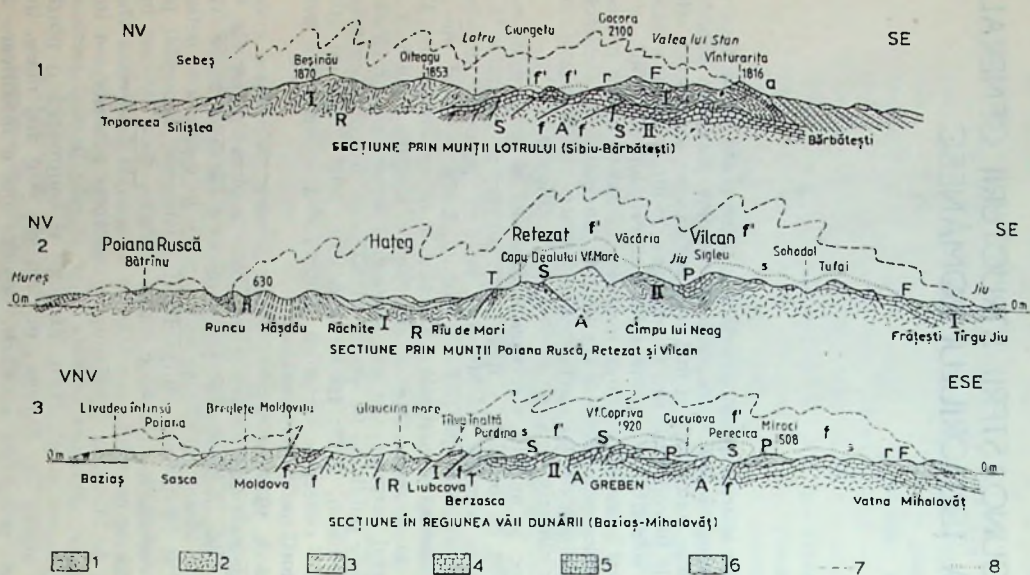


Fig.1. „Secțiuni de-a curmezișul Carpaților Meridionali arătând Pinza de supracutare Getică” (după Murgoci, 1910):

1 - sisturi cristaline în autohton; 2 - granite autohtone; 3 - gnaise (mai ales în pinză); 4 - formațiuni paleozoice și mezozoice în autohton; 5 - formațiuni paleozoice și mezozoice în pinză; 6 - formațiuni cretacee superioare; 7 - profilul pinzei de supracutare; 8 - suprafața de șarjă a Pinzei Getice; 9 - rădăcină; A - autohton; F - frunte; T - țintă; S - solzi; P - petice de acoperire; f' - fereastră; f - falie.

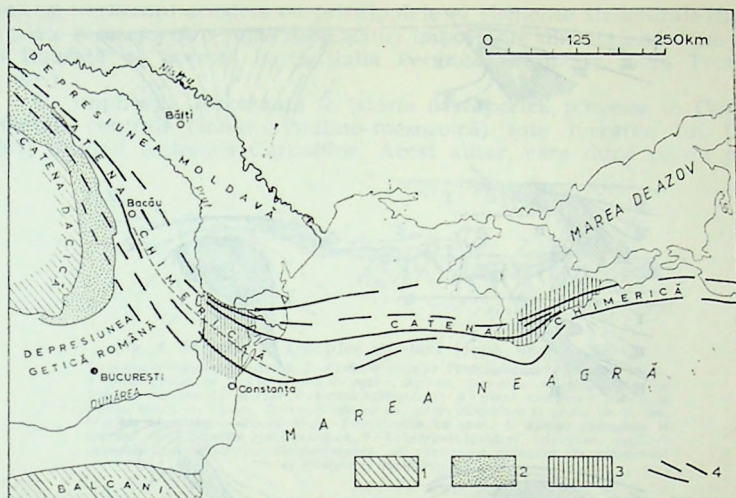


Fig. 2. Schița tectonică a catenei chimere (simplificată după Murgoci, 1911):  
 1 - catene dacice; 2 - pinzele flisului; 3 - zone de aflorare a catenei chimere; 4 - principalele direcții anticlinale ale catenei chimere.

În lucrarea asupra catenelor chimere, Murgoci (1911), plecând de la structura Dobrogei de nord, realizează o sinteză remarcabilă a vorlandului carpatic din Moldova și pînă în sudul Munteniei (fig. 2). Este de remarcat că în această sinteză Murgoci a intuit — fără a avea la dispoziție nici date provenite din foraje și nici date geofizice (care nu existau în acea perioadă) — existența depresiunii predobrogene, pe care o denumește Depresiunea Moldovenească. Așa cum a arătat Suess, denumirea de „cutări chimere“ i se datorează tot lui Murgoci.

Lucrările lui Murgoci privind Carpații Meridionali sau Dobrogea rămîn pînă astăzi puncte de referință nepierzîndu-și decît în parte actualitatea.

De numele lui Mrazec este legată în primul rînd definirea cutelor cu simburile de străpungere, a cutelor diapire (Mrazec, 1910) (fig. 3). Chiar dacă ulterior mecanismul de formare a cutelor diapire s-a dovedit a fi mai complex decît cel imaginat de Mrazec, savantul român rămîne în istoria geologiei cel care a descifrat și definit pentru prima dată aceste forme structurale. De o mare importanță pentru acea vreme, teoria diapirismului a avut aplicații imediate în geologia petrolului, fapt care a făcut ca Mrazec să fie invitat ca expert în multe regiuni ale globului unde au fost identificate aceste structuri particulare.

Mrazec este și acela care a intuit și exemplificat principiul denumit astăzi al polarității orogenice (Aubouin, 1965), referindu-se la migra-



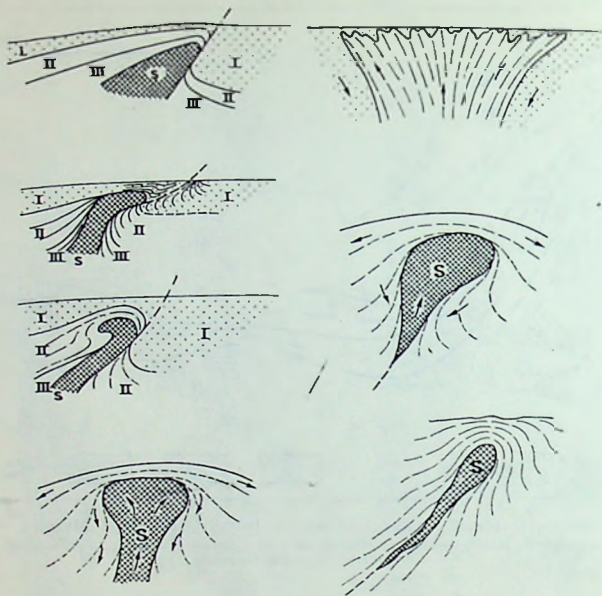


Fig.3. Diferite tipuri de cute diapire (cute cu simbur  
de străpungere) (după Mrazec):

S - simburle diapir; I, II, III - formațiuni mai noi decât sarea traversate  
de simburle diapir.

rea cutării, de la interior spre exterior, în Carpații Orientali (Mrazec, 1910). Este eronată afirmația conform căreia migrarea cutării a fost definită prima oară de Grabau (1925). Totodată, Mrazec a subliniat rolul activ al vorlandului în formarea structurii Carpaților — în speță a Carpaților Orientali —, teorie foarte modernă pentru acele vremuri și care se dovedește a avea confirmări deosebit de importante în ultimul timp.

În 1914, împreună cu Popescu-Voitești, Mrazec a dezvoltat teoria pinzelor în zona flișului din Carpații Orientali, distingind mai multe pinze ce se încăleacă succesiv de la interior spre exterior. Este de remarcă că acești autori, ca și mai târziu Mrazec (1931) singur, au figurat pinzele flișului ca fiind constituite din depozite sedimentare (fig. 4), prefațând astfel modelul pinzelor de cuvertură din partea externă a Carpaților. De la Uhlrig (1907), care distingea în zona flișului două pinze (beskidică și subbeskidică), Mrazec și Popescu-Voitești deosebesc cinci (internă, a marnelor roșii, de Fusaru-Tarcău, marginală și pericarpatică).

Mrazec și Popescu-Voitești (1914) sînt primii autori ai unei hărți tectonice a României pe care disting aria carpatică cu unitățile ei prin-

cipale și vorlandul acesteia cu principalele ei elemente structurale (fig. 5). Se poate remarca că o sumă de fracturi importante din vorlandul carpatic era figurată pe această hartă (falia Peceneaga-Camena, falia Troțușului etc.).

Cu implicații importante în istoria descoperirii pinzelor în Carpații Orientali centrali (zona cristalino-mezozoică) este lucrarea lui Uhlig (1907) privind tectonica Carpaților. Acest autor, care după ce cu puțin

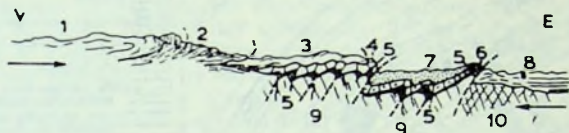


Fig. 4. Structura Carpaților moldavi (după Mrazec, 1931):

1 - pinza cristalino-mezozoică; 2 - Cretacic inferior (Valanginian-Aptian) în pinza; 3 - pinza gresii de Tarău (strate de Audia, Aptian, Senonian cenușiu, gresii de Tarău-elemente de origine carpatică, Oligocen); 4 - pinza marginală (strate de Audia, strate de Tisaru, Eocen, Oligocen cu sisturi disodilice și gresii de Kliwa, apariția elementelor chimeric); 5 - formațiunea cu sare; 6 - klippe paleogene la contact cu Platforma Moldovenească; 7 - Subcarpați Moldavi (elemente exclusiv chimeric); 8 - Platforma Moldovenească; 9 - subasament chimeric; 10 - subasament al Platformei Moldovenești.

timp înainte (Uhlig, 1903) a publicat o amplă monografie a Carpaților în care nu recunoaște nici o pinză, după Congresul Geologic de la Viena (1903) și-a reconsiderat concepția, mai ales după ce Lugeon a descoperit pinzele subtactice în Carpații Occidentali. Uhlig distinge în zona cristalino-mezozoică două pinze, bucovinică și transilvană, bazându-se mai ales pe faciesurile diferite ale depozitelor triasice și, în parte, ale celor jurasice superioare.

Nu lipsite de interes istoric sînt contribuțiile lui Drăghiceanu (1937), care se remarcă mai ales prin încercările de generalizare și de încadrare a structurii teritoriului românesc într-un context tectonic mai general.

O importanță marcată are sinteza lui Popescu-Voitești (1921) privind ansamblul Carpaților românești. Cu această ocazie el definește catenele dacice (caracterizate de o cutare cretacică) și le deosebește de zona flișului pentru care vîrsta cutării o consideră mai nouă, neomogenă. Această contribuție a lui Popescu-Voitești este punctul de plecare al separării Dacidelor și Moldavidelor de mai târziu. Tot cu această ocazie Popescu-Voitești încearcă să coreleze pinzele din Carpații interni (catenele dacice) cu cele din Alpii Orientali.

Anul 1922, care înseamnă anul înființării Asociației pentru Avansarea Geologiei Carpaților (la care participau Cehoslovacia, Polonia, România și Iugoslavia), viitoarea Asociație Geologică Carpato-Balcanică, marchează implicarea școlii tectonice românești într-o dezbateră internațională organizată, mai activă și mai sistematică.

Congresul al II-lea al Asociației pentru Avansarea Geologiei Carpaților, care a avut loc în România (în 1927), a constituit prilejul unor confruntări serioase între concepția pinzistă (Mrazec, Popescu-Voitești)

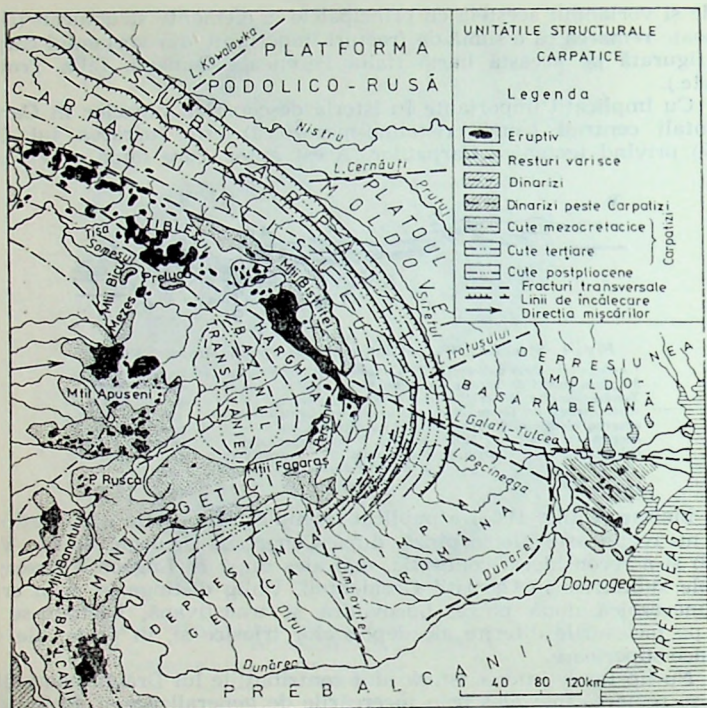


Fig.5. Schița tectonică a României (simplificată după Mrazec și Popescu-Voitești (1914).

și cea nepinzită (Macovei, Atanasiu). La acest congres au participat numeroși tectonicieni din țările carpatice, dar și tectonicieni cunoscători ai structurii Alpilor (Staub, Termier, Leon Bertrand) și susținători ai teoriei pinzelor.

Controversa între concepțiile pinzistă și nepinzistă a fost în fapt de scurtă durată, întrucât după 1927 au apărut câteva lucrări importante care au dat un răspuns definitiv afirmativ privind existența pinzelor în Carpații românești. În acest context trebuie menționat în primul rând Termier (1927), care publică un articol ca urmare a vizitării Carpaților românești pe care îi denumeste „o țară a pinzelor” („une pays de nappes”). Imediat după congresul din 1927, Popescu-Voitești (1929) interpretează datele lui Atanasiu (1927), arătând că în Carpații Orientali centrali există două pinze constituite din șisturi cristaline (bucovinică și



transilvană) și schimbă, din păcate, sensul dat inițial de Uhlig pinzei transilvane (pe care acesta din urmă o considera lipsită de formațiuni cristalofiliene).

Au urmat în cițiva ani mai multe lucrări monografice sau de sinteză care au arătat prezența pinzelor în diferite sectoare ale Carpaților românești, întregind și dezvoltind jaloanele puse de Murgoci, Mrazec și Popescu-Voitești.

Streckeisen (1934) este cel care confirmă pinza genetică în forma distinsă de Murgoci. Acest autor merge mai departe în stabilirea cadrului tectonic al Carpaților Meridionali, separind deasupra pinzei getice un grup de pinze supragetice în Banat, în Valea Oltului și la est de aceasta până în Țara Birsei. Tot în Carpații Meridionali, Codarcea (1934) pune în evidență pinza de Severin, constituită din strate de Sinaia și roci ofiolitice, situată între pinza getică și „autohtonul” danubian și deschide calea pentru interpretarea complexă a acestui segment carpatic pe care o va desăvirși mai tirziu (Codarcea, 1940).

Murgeanu (1934) aduce, pe lângă contribuții stratigrafice privind flișurile cretacice de la curbura Carpaților, o importantă contribuție tectonică descriind — pentru prima dată în Carpații românești și printre primii în Europa — pinze de decolare (dezlipire) gravitațională. Într-adevăr, francezul Schneegans, care este considerat cel care a descoperit acest mecanism de formare a pinzelor, a făcut publică concepția sa cam în același timp cu Murgeanu.

Tot la începutul deceniului al patrulea, Murgeanu și Filipescu (1937) conturează cartografic partea de sud a semiferestrei Vrancea, marcind încă o contribuție la fundamentarea concepției pinziste în zona flișului din Carpații Orientali.

Preda, care la un moment dat a înclinat să accepte ipotezele nepinzite avansate de Macovei, Atanasiu și alții, a aderat fără echivoc, după 1927, la grupul tectonicienilor pinziști, ilustrindu-și poziția prin modele mobiliste atât în partea externă, cit și în partea internă a zonei flișului din Carpații Orientali (Preda, 1927, 1939). În 1940, Preda aplică teoria pinzelor și în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, distingind în sinclinalele Rarău și Hăghimaș pinze constituite din depozite sedimentare și roci eruptive pe care încearcă să le paralelizeze cu cele din Alpii Orientali, apropiindu-se în acest fel de concepția lui Uhlig privind pinza transilvană (diferită de cea a lui Popescu-Voitești).

Este de remarcat și contribuția lui Krättnner (1938) care distinge pinza de Rodna, pe care o consideră hercinică, și o generalizează pe tot ansamblul zonei cristalino-mezozoice; această unitate șariată se apropie de cea ce Popescu-Voitești (1929, 1935) considera ca „pinză transilvană”, cu deosebirea că Krättnner îi atribuie o vîrstă mult mai veche.

În cunoașterea structurii Munților Apusenj, perioada de după 1927 este marcată de lucrările lui Ilie (1935), care descrie în Munții Metaliferi o pinză de șariaj constituită din ofiolite și calcare jurasice superioare (pinza Munților Metaliferi), pe care o recunoaște mai întii în Trascău-Bedelevu și apoi o generalizează și în Metaliferii centrali.

În Apusenii nordici, Roszlozsnik (1915, 1936), Paucă (1941) și Kräutner (1941a,b) recunosc pinze de șariaj în masivele Bihăria, Codru-Moma și Pădurea Craiului, în mare măsură apropiate de unitățile care sînt actualmente cunoscute și conturate.

Nu poate fi trecută cu vederea sinteza lui Kober (1931) asupra Europei alpine, în cuprinsul căreia abordează, bineînțeles, și structura Carpaților, evident de pe poziția concepției pinziste. Acest autor — care preia majoritatea informațiilor de la Murgoci, Mrazec, Popescu-Voitești și Uhlig, dar și din observații proprii, făcute în cursul unor excursii geologice generale — încadrează unitățile cunoscute atunci în Carpați în modelul său general de divizare a unui sistem orogenetic, și anume: Centralide (ca de exemplu pinza getică, pinza bucovinică I și II), Meta-morfide (fereastra Paring = autohtonul danubian), Externide (pinzele flișului) și Masive mediane („Zwischengebirge“) la care încadrează Munții Apuseni.

La începutul deceniului al cincilea, pinzele erau recunoscute în toate segmentele carpatice:

— în Carpații Orientali mai multe pinze în zona flișului și una sau mai multe pinze suprapuse în zona cristalino-mezozoică;

— în Carpații Meridionali pinza getică, pinza de Severin și autohtonul danubian (complicat de mai multe duplicaturi — fig. 6);

— în Munții Apuseni mai multe pinze în partea lor nordică și o pinză în Munții Metaliferi.

Natura și mecanismul de formare ale pinzelor din Carpați erau diferit acceptate de autori.

Mrazec și Popescu-Voitești (1914) considerau pinzele din zona flișului ca fiind datorate subîmpingerii vorlandului, mecanism căruia îi acordau o mare însemnătate în desăvîrșirea structurii Carpaților. Ca și Murgoci pentru pinza getică, Mrazec și Popescu-Voitești considerau pinzele ca fiind de supracutare, influențați fără indoială și de modul general în care se accepta mecanismul de formare a pinzelor în primele decenii ale secolului nostru. Atanasiu (1939, 1943), atunci cînd s-a convertit la ideea acceptării pinzelor în zona flișului, a fost de asemenea un adept al pinzelor de supracutare, acordînd — mai tîrziu (Atanasiu, 1952) — o importanță primordială supraîmpingerii masivului cristalin al Carpaților Orientali (zona cristalino-mezozoică).

Tot pinze de supracutare sînt admise în Carpații Meridionali de Streckeisen (1934), Ghika-Budești (1939), Codarcea (1940), Manolescu (1937) și Gherasi (1937).

De la Murgoci (1911), care a făcut prima sinteză tectonică a vorlandului carpatic, și pînă după al doilea război mondial, exceptînd Dobrogea, au fost relativ puține contribuții care să completeze cunoștințele asupra structurii platformelor.

Considerațiile făcute de Murgoci (1911) asupra stilului tectonic al Dobrogei septentrionale — în care distinge cute-solzi imbricate și relativ verticale — rîmin valabile, autorii ulteriori neschimbînd multă vreme această imagine. Importanța și configurația faliei Peceneaga-Camena au



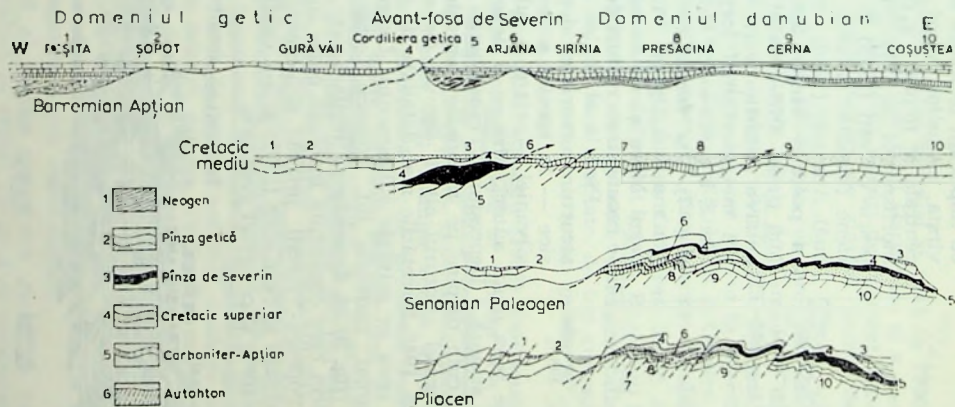


Fig.6. Evoluția geotectonică a Carpaților Meridionali (după Codarcea, 1940).

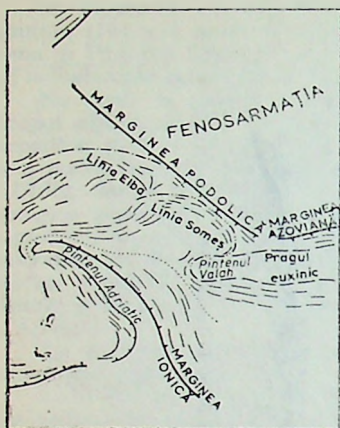


Fig. 7. Cadrul general al vorlandului Carpaților (după Stille, 1953).

nu a fost cercetată de prea mulți autori. Mrazec și Jekelius (1927) elaborează o importantă sinteză a Depresiunii Transilvaniei în care disting două feluri de cute: cute diapire pe marginile depresiunii (urmărind, după acești autori, paralel conturul ei) și domuri de sare în centrul depresiunii. Abia după 1946 cercetările mai detaliate de teren vor relua această problemă. În ceea ce privește subsasamentul Depresiunii Transilvaniei sînt de remarcat sintezele lui Popescu-Voitești (1921, 1929, 1935), care consideră (fig. 8) că depresiunea terțiară este suprapusă pinzelor dacice (cretacice) care constituie întreaga parte internă a Carpaților. Concepția lui Popescu-Voitești privind subsasamentul Depresiunii Transilvaniei a fost reluată și de Kober (1931) și s-a confirmat în ultima vreme prin lucrări de foraj și cercetări geofizice.

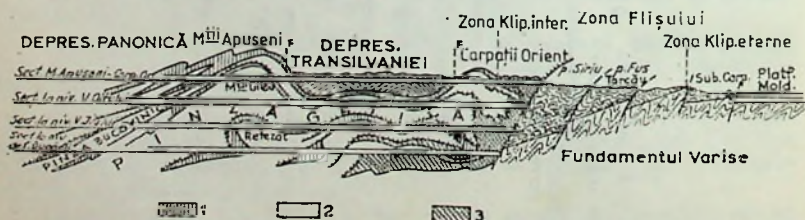


Fig. 8. Secțiuni geologice schematice arătînd suprapunerea Depresiunii Transilvaniei pe pinze ale catenelor dacice (după Voitești, 1935):

1 - Mesozoic în pinză; 2 - cristalin în pinză; 3 - Mesozoic autohton (strate de Sinaia).

Se poate considera că în general pînă la începutul deceniului al cincilea au fost puse în discuție toate marile probleme privind structura de ansamblu a teritoriului românesc. În linii mari, unele au fost pozitiv dezlegate, în chiar sensul în care mai tirziu cercetări amănunțite le-au rezolvat.

După al doilea război mondial și pînă în 1950 contribuții mai importante la descifrarea structurii Carpaților și a vorlandului lor au fost marcate în special de cîteva lucrări de doctorat, începute încă înainte de război, sau de unele lucrări de sinteză bazate de asemenea pe date mai vechi.

Dumitrescu (1948, 1952) este cel care, pe baza unor studii litostratigrafice detaliate, definește pinza de Tarcău — din zona flișului Carpaților Orientali — ca o pinză plurifacială, formată din mai multe digitații (noțiuni nou introduse la acea vreme în literatura geologică românească). Băncilă (1952), Joja (1948, 1952) și Cernea (1952) au contribuții esențiale la precizarea unora din pinzele zonei flișului.

Murgeanu și Oncescu (fide Grigoras, 1955) susțin existența unei pinze de decolare în zona flișului (pinza Buzăului) în care faciesuri externe ale Paleogenului erau plasate paleogeografic la interiorul celor interne. Contestată, pe bună dreptate, de toți cunoscătorii geologiei zonei flișului, această încercare rămîne totuși prima în care se imaginează o pinză „ultra“ în zona flișului.

În această perioadă, Atanasiu (1952) abordează o problemă geotectonică de ansamblu privind flișul și molasa din Carpații Orientali și legătura lor cu orogeneza, ajungînd din păcate la concluzii cel puțin discutabile (gresia de Tarcău era considerată molasă, iar formațiunile sarmațian-pliocene erau fliș). Rămîne totuși unul dintre primii (poate chiar primul) care abordează aceste probleme într-un mod sistematic.

În anul 1953 apare lucrarea monografică de sinteză a lui Hans Stille asupra dezvoltării geotectonice a Carpaților (Stille, 1953), care îmbrățișează o multitudine de probleme privind structura, evoluția orogenetică și geosinclinală, legătura magmatismului cu tectonica, mecanismul de formare a pinzelor, divizarea geotectonică a catenei, alcătuirea și dezvoltarea geotectonică a vorlandului etc. Lucrarea lui Stille marchează o etapă însemnată în istoria descifrării geotectonicii Carpaților, întrucît ea abordează, la nivelul cel mai modern pentru acea perioadă, toate problemele acestei catene. Unele din modelele propuse de Stille mai sînt și astăzi destul de actuale. Merită să fie subliniat, de exemplu, faptul că explicarea magmatismului andezitic din Carpații Orientali a fost pusă de acest autor pe seama topirii vorlandului carpatic, împins dedesubtul pinzelor flișului (fig. 9); este o prefigurare, bineînțeles de pe alte baze, a modelului actual al consumului de scoarță care conduce la formarea magmatismului calco-alcalin.

În deceniul al șaselea cercetarea geologică în România capătă o amploare remarcabilă în raport cu ceea ce cunoscuse pînă atunci. Creșterea însemnată a numărului geologilor, necesitatea realizării unor mari lucrări la scară națională, cu caracter fundamental sau economic, au



mărit sensibil fondul de date de detaliu privind toate regiunile țării. În acest context au apărut și o seamă de sinteze mai mult sau mai puțin cuprinzătoare privind diferitele segmente carpatice sau ale unităților vorlandului acestuia. Un rol însemnat pentru lămurirea problemelor structurale au avut, încă din această perioadă, lucrările de foraj, precum și cercetările geofizice. În anumite segmente carpatice sînt realizate sin-

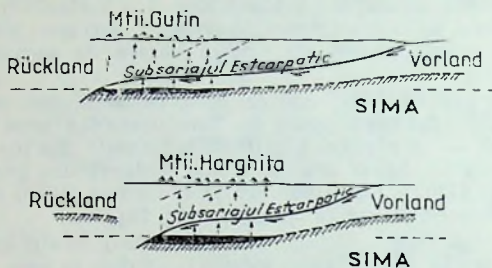


Fig. 9. Geneza vulcanismului neogen prin procesul subșariajului și topirii vorlandului carpatic (după Stille, 1953).

teze, multe cu caracter preliminar (privite mai ales prin prisma cunoștințelor de mai târziu).

În zona flișului din Carpații Orientali și în Subcarpați, o sumă de contribuții regionale (Băncilă, 1955 ; Filipescu, 1955 ; Dumitrescu, 1952 ; Joja, 1952 ; Popescu, 1958 ; Olteanu, 1958) prefigurează sintezele care vor apărea la sfîrșitul deceniului. Este vorba mai ales de clarificarea și detalierea configurației, conținutului și caracterului pinzelor de șariaj din această zonă.

În aceeași perioadă intră în circuitul disputelor, și deci al cunoașterii geologice, o zonă mai puțin investigată pînă atunci, și anume Maramureșul și Țara Lăpușului. Dumitrescu (1957) distinge mai multe pinze de șariaj în cea de a doua zonă, ca și parțial Mutihac (1956) și Atanasiu (1956 ; Atanasiu, 1956 ; Patrulius, 1956), pinza de Petrova fiind distinsă Maramureșului, în timp ce Ciornei (1970) cartează primele ferestre în zona cristalino-mezozoică din bazinul Văii Vaserului. În bazinul văilor Vișcului și Izei, descifrarea structurii tectonice este mai ezitantă (Motas, 1956 ; Atanasiu, 1956 ; Patrulius, 1956), pinza de Petrova fiind distinsă doar ca „blocul Petrova“.

În zona de curbură (internă) a Carpaților Orientali cercetările lui Murgeanu și Patrulius (1957) conduc la concluzia că „pinza conglomeratelor de Bucegi“ nu poate fi susținută (în forma în care era considerată atunci), conglomeratele acoperind (în contact normal formațiunile zonei flișului. Mai la interior, Ilie (1953, 1954) conturează și demonstrează pinza munților Perșani (care corespunde cu unele dintre pinzele tran-

silvane distinse mai târziu). În același context merită să fie menționată contribuția lui Popescu și Patrulius (1964), care susțin caracterul alohton al unor formațiuni mezozoice din sinclinalul Rarău, în timp ce, surprinzător, Ilie (1957) pledează pentru o structură „normală“.

În Munții Apuseni este de semnalat sinteza privind Apusenii nordici (Bleahu, Dimitrescu, 1957) în care este prezentată sintetic structura caracterizată de prezența pînzelor într-o perioadă în care specialiștii sovietici care lucrau în aceeași zonă susțineau o structură lipsită de procese de șariaj.

În Carpații Meridionali cercetările sint concentrate în Banat și Mehedinți. În perioada la care ne referim se înregistrează cu precădere progrese stratigrafice. Cadrul tectonic general acceptat este cel conturat de Codarcea (1940).

Anul 1958 este marcat de două evenimente în istoria dezvoltării cunoașterii structurale din România. Unul este apariția lucrării privind geologia Carpaților Orientali a lui Băncilă, celălalt, elaborarea primei hărți tectonice a României, scara 1 : 500.000, prezentată (în manuscris) la Congresul al IV-lea al Asociației Geologice Carpato-Balcanice de Dumitrescu et al. (Kiev, 1958).

Sinteza geologică a Carpaților Orientali elaborată de Băncilă (1958) însumează o multitudine de date de detaliu într-un context omogen. Contribuția esențială privește zona flișului și Subcarpații, unde structura pînzelor de șariaj este susținută cu date furnizate și de primele foraje adinci. Pe lângă descrierea structurii de detaliu a fiecărei unități, autorul se pronunță pentru un model conform căruia pînzele din zona flișului și Subcarpați sint pinze de forfecare care implică și subasamentul cristalin care „cade în trepte“ de la interior spre exterior. Băncilă adoptă pentru unitățile flișului o nomenclatură proprie (vest-internă, est-internă, medio-internă, medio-marginală, externă), iar în Subcarpați distinge o singură unitate (pericarpatică). Acest sistem de nomenclatură s-a dovedit mai târziu a fi rigid, orice unitate nouă pusă în evidență fiind greu de încadrat. Pentru zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali, Băncilă recunoaște doar o singură unitate (unitatea centrală), minimalizînd în primul rînd elementele alohtone, recunoscute deja în munții Perșani și Rarău. El acordă importanță doar încălecrii ce se poate urmări pe marginea externă a unității centrale, pe care o corelează cu conturul de șariaj al pinzei getice.

Sinteza Carpaților Orientali elaborată de Băncilă a marcat un important moment în cunoașterea structurii acestui segment carpat, indiferent de criticile care i-au fost aduse atunci sau mai târziu.

Harta tectonică a României, elaborată mai întii la scara 1 : 500 000 și tipărită mai târziu la scara 1 : 1 000 000, împreună cu un text explicativ (Dumitrescu et al., 1962), se datorează lui Dumitrescu care a condus în această lucrare un colectiv de geologi tineri (Lăzărescu, Săndulescu, Mirăuță, Pauliuc, Georgescu). La elaborarea hărții s-au avut în vedere toate datele noi privind structura diverselor segmente carpatice, a Dobrogei de nord sau a platformelor, precum și o sumă de elemente mo-



derne ale teoriilor geotectonice, discutate și disputate în literatura europeană a timpului. În această lucrare se remarcă, printre altele :

— divizarea după principii geotectonice moderne a teritoriului României ;

— vehicularea, pentru prima dată în literatura structurală românească, a noțiunilor de eu- și miogeosinclinal, a noțiunii de subasment regenerat, a noțiunii moderne de platformă, a etajelor structurale, a noțiunii de depresiune sau a celei de avanfosă ;

— reconsiderarea, în lumina datelor moderne, a distingerei zonelor interne, materializate în timpul tectogenzelor cretacice sub denumirea de Dacide, și, în același timp, definirea Moldavidelor (zone externe, generate de tectogenezele miocene) ;

— reprezentarea magmatismului alpin în funcție de relațiile cu perioadele majore de deformare a Carpaților ;

— divizarea etajelor structurale în subetaje, corespunzătoare principalelor faze de deformare (faze tectogenetice) recunoscute în Carpați, element pe care se va baza în parte legenda următoarei ediții a hărții tectonice.

Realizarea primei hărți tectonice moderne a României a fost în cea mai mare parte opera profesorului Ion Dumitrescu, care a fost și autorul primului curs de geologie structurală din România (Dumitrescu, 1962), experiența sa în acest domeniu stînd la baza elaborării hărții.

Ca și în deceniul al treilea, desfășurarea Congresului Carpato-Balcanic în România, în anul 1961, a însemnat un eveniment important și a prilejuit o largă sintetizare a cunoștințelor geologice acumulate pînă la data respectivă. Asociația pentru Avansarea Geologiei Carpaților se transformase (în 1956, la Congresul Geologic Internațional din Mexic) în Asociația Geologică Carpato-Balcanică, a cărui prim congres postbelic a avut loc în Ucraina (1958) (Congresul al IV-lea). Al V-lea Congres al AGCB, desfășurat în România în 1961, a fost prima manifestare geologică internațională de amploare de după al doilea război mondial pe care a găzduit-o țara noastră. Cu această ocazie s-au realizat mai multe sinteze regionale (materializate în ghidurile excursiilor) în Carpații Orientali (Murgeanu, Filipescu et. al), în Carpații Meridionali (Codarcea, Răileanu et. al.), în Dobrogea (Ianovici et al.) sau în zona vulcanică din Baia Mare (Giuscă et al.). Cu precădere în Carpații Meridionali, concepția pînzistă susținută de geologii români s-a confruntat cu ideile antipinziste ale unor geologi sovietici, bulgari și, în parte, iugoslavi ; concepția pînzistă în structura Carpaților este larg susținută, în schimb, de geologi din Cehoslovacia și Polonia, precum și de alți geologi străini, participanți la congres (din Austria, Franța și Anglia).

În publicațiile congresului numeroase articole marchează stadiul cunoașterii privind atât structura unora dintre regiunile carpatice, cit și a platformelor (Băncilă, Hristescu, 1963 ; Dumitrescu, 1963 ; Grigoraș et al., 1963 ; Pătruț et al., 1963 ; Murgeanu et al., 1963 ; Filipescu et al., 1963).

Deceniul al șaptelea a însemnat o etapă de progrese substanțiale în cunoașterea structurii de detaliu a diferitelor segmente carpatice sau

a Dobrogei, în primul rând în contextul redactării primei hîrti a României, la scara 1 : 200 000, dar și prin dezvoltarea investigațiilor prin foraje din ce în ce mai adînci și mai numeroase și prin cercetările de geofizică.

În Carpații Orientali, în a doua jumătate a deceniului al șaptelea sînt puse în discuție din ce în ce mai susținut pinzele suprapuse din zona cristalino-mezozoică (Săndulescu, 1967b, 1968 ; Mureșan, 1967 ; Joja et al., 1968 ; Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970 ; Bercia et al., 1971) în care sînt implicate formațiunile metamorfice și cele sedimentare mezozoice sau numai cele mezozoice. În zona flișului, imaginea pinzelor este din ce în ce mai complexă, mai ales în zona internă (Săndulescu, 1964a ; Săndulescu, Săndulescu, 1965 ; Ștefănescu, 1967, 1969), unde sînt distinse mai multe subunități în cadrul unora dintre pinzele cunoscute anterior.

Un progres evident s-a făcut în această perioadă în definirea și recunoașterea formațiunilor de wildflysch în zona cristalino-mezozoică (Popescu, Patrușiu, 1964 ; Patrușiu et al., 1966 ; Săndulescu, 1968, 1969 ; Mutihac, 1968), precum și în înțelegerea semnificației lor geotectonice. Asemenea formațiuni sînt recunoscute și în Carpații Meridionali (Năstăseanu, 1967 ; Pop, 1973) sau în Munții Metaliferi (Bleahu, Lupu, 1967). În unele sectoare din Carpații Orientali și Carpații Meridionali dezvoltarea formațiunilor de wildflysch este „acordată” cu prezența pinzelor în cuprinsul ariilor în care ea află, în schimb în Munții Metaliferi este nejustificat folosită pentru a adopta o atitudine antipinzistă.

O preocupare sistematică, dublată de studii specifice, a constituit-o cercetarea surselor pentru arenitele flișului, în special a celor din Carpații Orientali. Principalele lucrări (Contescu et al., 1963, 1968 ; Contescu, Mihăilescu, 1970 ; Dumitriu, Dumitriu, 1965 ; Dumitriu, 1964) conduc la concluzii uneori contradictorii în aspectele de detaliu, dar în general se admite că principalele surse pentru flișul est-carpatic rămîn, pe de o parte, vorlandul și marginea internă a zonei de sedimentare (adică zona cristalino-mezozoică sau presupuse masive mediane), iar, pe de altă parte, cordilierele intrageosinclinale.

În Carpații Meridionali, în perioada corespunzătoare deceniului al șaptelea sînt făcute progrese evidente în cunoașterea structurii de detaliu a pinzei getice, a pinzei de Severin și a domeniului danubian, toate fiind sintetizate în ghidul excursiei organizate cu ocazia celui de-al XXII-lea Congres Geologic Internațional din 1968 (Codarcea et al., 1968). De asemenea, este de remarcat că în această perioadă au fost reconsiderate pinzele supragetice (Codarcea et al., 1967).

În Munții Apuseni cercetările sînt concentrate în special în Munții Metaliferi, unde însă structura generală este încă tratată ca fiind lipsită de procese de șariaj (Lupu, 1965 ; Bleahu, Lupu, 1967 ; Bleahu, 1968), deși unele încercări de reconsiderare a pinzelor separate de Mircea Ilie sînt făcute în Munții Trascău (Bordea et al., 1967). O lucrare monografică de anvergură sintetizează gradul de cunoaștere a structurii Munților Metaliferi spre sfîrșitul deceniului (Ianovici et al., 1969), fără a marca o schimbare substanțială în promovarea concepției pinziste.

În deceniul al șaptelea a fost tot mai frecvent dezbătută în literatura de specialitate posibilitatea distingerii mai multor cicluri suprapuse de metamorfism, deci și de tectogeneză, în cuprinsul formațiunilor cristaline din România. Problema fusese sporadic abordată și mai înainte, formațiunile metamorfice fiind atribuite în totalitate fie tectogenazelor paleozoice, fie celor precambriene, sau chiar celor arhaice (Macovei, 1947). În unele reconstituiri tectonice se admitea existența mai multor cicluri de cutări prealpine în Carpați (Popescu-Voitesti, 1935 ; Ilic, 1956 ; Dumitrescu et al., 1962) care ar fi putut fi interpretate indirect ca reprezentând și metamorfisme diferite.

Dezbaterea este deschisă însă de cîteva contribuții privind șisturile cristaline din Carpații Meridionali centrali (Dessila-Codarcea, 1962) și cele din Carpații Orientali (Dessila-Codarcea et al., 1964), în care sînt distinse serii metaforfice de vîrste diferite, separate de discordanțe (metamorfice și/sau structurale) ce ar corespunde unor cicluri tectogenetice diferite. Este de remarcat că în Dobrogea de nord, Mirăuță (in Ianovici et al., 1961) distinsese anterior cel puțin două succesiuni metamorfice suprapuse, pe care le atribuie unor tectogeneze diferite. Introducerea în studiul formațiunilor metamorfice a cercetărilor de microtectonică (Bercia, Bercia, 1964) și dezvoltarea acestora, precum și a cercetărilor paleonologice permit o mai largă abordare a divizării terenurilor metamorfice după vîrsta metamorfismului și a tectogenazelor suprapuse. O primă sintetizare a cunoștințelor acumulate a fost făcută spre sfîrșitul deceniului al șaptelea (Giuşcă et al., 1969) cu ocazia Congresului al IX-lea al Asociației Geologice Carpat-Balcanice (Budapesta, 1969).

Dezvoltarea continuă și intensivă a lucrărilor de foraj și a celor geofizice — în special seismometrice — în ariile de platformă au dus la cumulara unui mare fond de date noi privind structura acestora. Ele au fost sintetizate în mai multe note prezentate fie la Congresele AGCB (Pătruț et al., 1965 ; Popescu et al., 1965 ; Barbu, Vasilescu, 1967 ; Dicea, 1967 ; Barbu et al., 1969), fie în alte publicații (Gavăt et al., 1963 ; Socolescu et al., 1963 ; Ciocîrdel et al., 1967 ; Ciocîrdel, Socolescu, 1969 ; Visarion et al., 1969), unele dintre ele privind teritorii mai înainte în care se încadrează și cel al platformelor din țara noastră. Toate aceste lucrări au însemnat o cunoaștere mai detaliată în primul rînd a sistemelor de fracturi care afectează platformele, dar și delimitarea acestora din urmă. Dintre progresele realizate în această perioadă în cunoașterea vorlandului carpatic se pot reține :

— recunoașterea extinderii direcționale, nord-vestice a domeniului șisturilor verzi din Dobrogea centrală, care ajunge să fie adiacent Platformei Moldovenești ;

— recunoașterea limitei sudice a Platformei Moldovenești în sectorul dintre Siret și Prut ;

— recunoașterea afundării treptate a vorlandului în subsamentul pinzelor flișului din Carpații Orientali ;

— recunoașterea prelungirii nord-vestice a faliei Peceneaga-Camena și implicit a Dobrogei nordice (promontoriul nord-dobrogean) ;



— determinarea, în mare măsură punctuală, a vârstei minime a soclului cutat al platformei moesice.

Prin dezvoltarea lucrărilor de foraj și geofizice s-a progresat și în cunoașterea alcătuirii subasmentului Depresiunii Transilvaniei (Gavăț et al., 1963, 1969; Taloș et al., 1968; Ciupagea et al., 1970), deși în cuprinsul acestuia nu erau încă recunoscute elementele structurale, în special pînzele de șariaj, ce aflorau pe marginea depresiunii (în Carpații Orientali, Carpații Meridionali și în Munții Apuseni). Pentru toți acești autori, ca și pentru mulți alții, Depresiunea Transilvaniei cuprindea în mod eronat toate depozitele sedimentare, mezozoice și terțiare, recunoscute în aria dintre segmentele muntoase carpatice. În fapt, ea trebuia privită doar ca o depresiune molasică neogenă (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1968), suprapusă unor structuri mai vechi care nu mai aparțineau acesteia. Totuși, pe unele reprezentări cartografice de sinteză (Săndulescu, Popescu, 1968) prelungirea unora dintre elementele structurale majore din Carpați în subasmentul Depresiunii Transilvaniei, ca și în cel al depresiunii panonice erau deja figurate; este vorba în primul rînd de continuarea atît spre nord-est, cît și spre vest și sud-vest a elementelor structurale din Munții Metaliferi și, în al doilea rînd, de prelungirea spre vest a unora din pînzele cunoscute în Apusenii nordici. Însușind datele cunoscute despre subasmentul Depresiunii Transilvaniei, principalele progrese făcute în cunoașterea acestuia constau în:

— recunoașterea depozitelor triasice, jurasice și cretacice, unele dezvoltate în faciesuri diferite;

— recunoașterea în mai multe puncte a formațiunilor magmatice asemănătoare ofiolitelor din Munții Metaliferi;

— recunoașterea unei structuri rupturale anterioară depunerii tufului de Dej (și în general a formațiunilor neogene) și diferită de cea determinată de tectonica sării (superioară tufului de Dej).

La sfîrșitul deceniului al șaptelea, sinteza celor mai importante progrese făcute în cunoașterea structurii și evoluției geotectonice a teritoriului românesc o reprezintă Harta tectonică a României, ediția a II-a (Dumitrescu, Săndulescu, 1970). În plus, ea constituie și o nouă modalitate de elaborare a hărților tectonice. Principiile care au stat la baza întocmirii acestei ediții au fost materializate într-o schemă de divizare a catenelor cutate (Dumitrescu, Săndulescu, 1969) (fig. 10). Întocmirea hărții se fundamentează pe principiul separării elementelor structurale majore după vîrsta deformării (tectogenezei) principale. Sînt astfel distinse etajele tectogenetice sau etajele de deformare diferite de etajele structurale care au fost adoptate pentru întocmirea primei ediții a hărții tectonice. În afara etajelor tectogenetice, mai sînt distinse cuverturile post-tectonice și depresiunile de diferite tipuri. Toate aceste elemente au fost adoptate cîtiva ani mai tîrziu și pentru întocmirea ediției a doua a Hărții tectonice a Europei, după ce au fost prezentate în mai multe ședințe ale Comitetului de redacție (1966, 1969, 1970) de unul din autorii Hărții tectonice a României. În afara distingerei etajelor tecto-

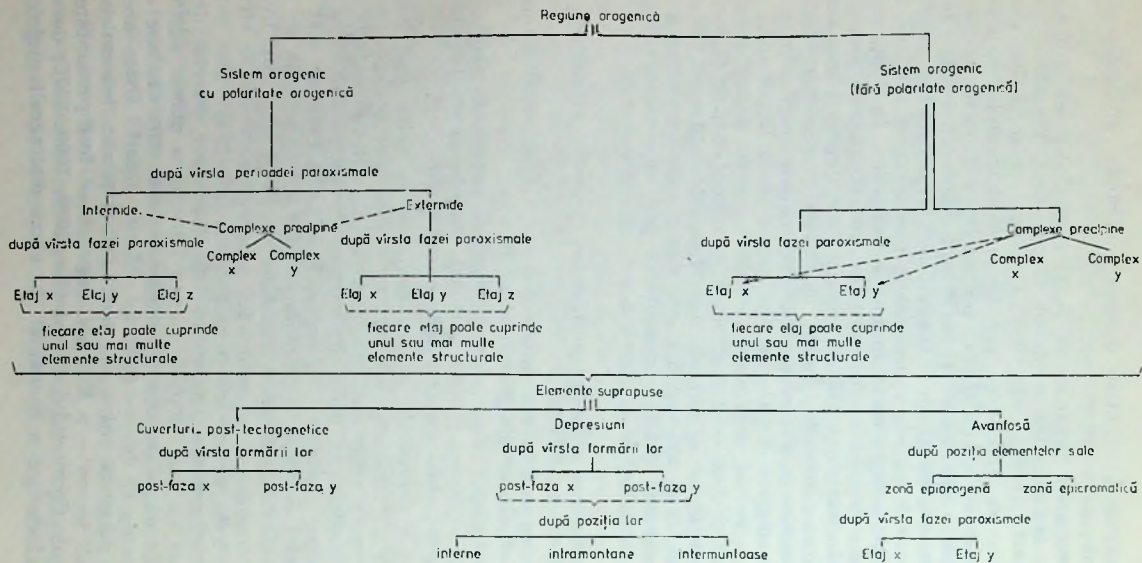


Fig.10. Schema de divizare a sistemelor cutate după principiul vîrstei tectogenezei principale.

genetice și a cuverturilor, cele mai însemnate progrese consemnate pe cea de a doua ediție a Hărții tectonice a României privesc :

— conturul și numărul pînzelor de șariaj recunoscute în Carpați (în special în zona cristalino-mezozoică și în Munții Metaliferi) ;

— detalierea ciclurilor tectogenetice și de metamorfism în cuprinsul terenurilor metamorfice ;

— încadrarea Dobrogei de nord în cuprinsul regiunilor de cutare alpină ca o catenă intracratonică, deosebită de Carpați (care sînt distinși ca o catenă pericratonică) ;

— distingerea unor zone cu tectogeneze suprapuse de diferite vîrste (printre acestea remarcîndu-se în special elementele care constituie ceea ce mai tîrziu au fost separate ca Pienide) ;

— detalierea structurii proprii a Depresiunii Transilvaniei și Depresiunii Pannonică ;

— detalierea structurii platformelor din fața Carpaților și diversificarea lor după vîrsta soclului.

Deceniul al optulea, ultimul care va fi analizat în acest capitol ce privește istoric evoluția concepțiilor și a cunoașterii structurii teritoriului românesc, a fost marcat în primul rînd de impactul principiilor tectonicii plăcilor asupra gîndirii geologice din țara noastră. Înainte de a trece în revistă acest aspect, vom încerca să rezumăm principalele progrese făcute în cunoașterea structurii diferitelor segmente carpatice și a elementelor din vorlandul lor. Desigur că, așa cum este și normal, creșterea numărului geologilor, diversificarea domeniilor de cercetare, intensificarea lucrărilor în toate domeniile științelor Pămîntului, precum și complexarea acestora fac tot mai dificilă o prezentare exhaustivă și în aceeași măsură sintetică a tuturor contribuțiilor înregistrate. De aceea ne vom referi mai ales la lucrările de sinteză care cuprind și o bogată bibliografie ce poate constitui un important ajutor în completarea imaginii întregului efort de cunoaștere făcut în acești ultimi ani.

Problema recunoașterii, conturării și descifrării din punct de vedere genetic a structurii în pînze de șariaj a teritoriului carpatic, ce a constituit o permanentă preocupare a școlii tectonice românești, și-a găsit pe deplin rezolvarea în studiile făcute în ultimul deceniu.

Atît sintezele generale privind ansamblul sau segmentele importante ale Carpaților (Băncilă, Marinescu, 1971 ; Săndulescu, 1972, 1975 b, 1980 b ; Ianovici et al., 1976 ; Rădulescu et al., 1976 ; Năstăseanu, 1975 ; Bercia et al., 1976) ; cit și lucrările ce se referă la regiuni mai restrînse (Kräutner, 1972 ; Ștefănescu, 1976, 1978 ; Balintoni, Gheucă, 1977 ; Săndulescu et al., 1980 ; Dicea et al., 1980 — în Carpații Orientali ; Bercia, 1975 ; Năstăseanu, 1978, 1980 ; Stănoiu, 1973 ; Pop, 1973 ; Berza et al., 1983 — în Carpații Meridionali ; Lupu, 1972, 1976 ; Bordea et al., 1975 ; Patrulius et al., 1971 ; Patrulius, 1976 ; Bleahu, 1976 ; Mantea, 1981 — în Munții Apuseni) detaliază, completează și fundamentează pînzele de șariaj, dintre care unele de mare amploare. Acum problema nu se mai pune în a argumenta pînzele, ci în a le defini cit mai precis conținutul și extenderea areală, în a le corela cu unități din afara teritoriului româ-



nese și în a aprecia amploarea deplasărilor orizontale pe care le-au suferit pînzele, odată cu precizarea, pentru unele dintre ele, a domeniului din care provin.

Un pas însemnat în întregirea cunoașterii pînzelor din Carpați a fost marcat de precizarea existenței celor prealpine (Săndulescu, 1972, 1975 b; Balintoni et al., 1983), deși, fără îndoială, în acest domeniu se vor face în continuare progrese interesante.

Tot în contextul conturării pînzelor de șariaj este de remarcat distingerea acestora în Dobrogea de nord, prin aducerea la cunoștință a unor date inedite aparținând lui Oreste Mirăuță sau a presupunerii lor chiar în Dobrogea centrală (Mureșan, 1971).

Un „inventar” aproape complet al pînzelor din Carpații românești este cuprins în câteva din ghidurile excursiilor organizate cu ocazia celui de al XII-lea Congres al Asociației Geologice Carpato-Balcanice ce a avut loc în România în 1981 (Săndulescu et al., 1981 a, b; Năstăsescu et al., 1981; Bleahu et al., 1981).

Fără îndoială că drumul parcurs de la concepțiile lui Murgoci, Popescu-Voitești și Mrazec pînă la imaginea actuală a pînzelor din Carpați a fost lung, uneori dificil și nu o dată supus unor critici mai mult sau mai puțin justificate. Tot atât de adevărat este și faptul că concepția șariajelor s-a îmbogățit și s-a maturizat fără încetare în sinul și cu contribuția directă a școlii tectonice românești. O confirmare de principiu în acest sens o oferă ideile tectonicii plăcilor în care deplasările orizontale și procesele de scurtare a crustei joacă un rol primordial.

Mai mult ca înainte, necesitatea aprofundării cunoașterii diferitelor segmente carpatice, a platformelor sau a Dobrogei de nord au necesitat comparații cu structuri similare din țările învecinate. Una dintre sintezele structurale care a permis acest lucru și care a fost o lucrare rezultată dintr-o largă colaborare internațională a fost Harta tectonică a spațiului Carpato-Balcanic și Dinaric, elaborată în cadrul Asociației Geologice Carpato-Balcanice și apărută în 1974. Harta tectonică a României (Dumitrescu, Săndulescu, 1970) a constituit un element de bază în întocmirea hărții carpato-balcanice, principiile folosite la întocmirea ei fiind preluate și de aceasta din urmă. Volumul explicativ care a însoțit Harta tectonică carpato-balcanică a cuprins mai multe articole de sinteză care au abordat structura diferitelor segmente carpatice (Dumitrescu, Săndulescu, 1974; Săndulescu, Bercia, 1974; Săndulescu et al., 1974; Bleahu, 1974; Lupu, 1974), magmatismul alpin legat de acestea (Borcos, 1974) și vorlandul carpatic, inclusiv Dobrogea de nord (Săndulescu, 1974).

Corelările făcute de diferiți autori pentru unitățile cunoscute în Carpații românești au mers atât spre Carpații Occidentali și Alpii Orientali (Băncilă, Marinescu, 1971; Patrulius et al., 1971; Săndulescu, 1972, 1975, 1980; Patrulius, 1976; Bleahu, 1976), cît și spre Balcani (Săndulescu, 1975, 1980; Bleahu, 1976) sau spre zona Vardar (Andjelković, Lupu, 1976; Săndulescu, 1975, 1980). Dacă pentru zona flișului diferențele dintre autori nu se remarcă decît la corelarea pînzei de Măgura, pentru zonele mai interne diferențele sînt mai marcate, contradictorii chiar. Analiza mai detaliată a acestor corelări va face obiectul unui capi-

tol aparte ; deocamdată menționăm doar faptul că principalele contradicții provin de la concepția diferită de corelare a elementelor din zona klippelor pienine, din zona cristallino-mezozoică și din Apusenii de nord. Corelarea cu Balcanii, mai puțin dezbătută, nu arată diferențe notabile ; sub acest aspect este de remarcat doar că autorii români sînt cei care au extins modelul structural al Carpaților Meridionali, cu pinze de șariaj, pînă în Balcani.

Desigur că nu numai autorii români au încercat să coreleze unitățile carpatice, balcanice și dinarice. Dintre autorii străini care au încadrat și teritoriul românesc în schemele lor de corelare sînt de menționat, în primul rînd, Andrusov (1960—1963) cu două lucrări mai vechi și Ksiaszkiewicz (1960—1963). Ulterior, printre alții, Wdowiarz (1963), Tollmann (1969), Mahel (1974), Unrhug (1980), Wein (1978), Gocev (1979) sau Durand Delga (1980) au realizat lucrări de corelare în concepția existentă pînă la urmă de șariaj. O poziție particulară o ocupă lucrările lui Boncev (1965, 1974) care, plecînd de la o structură nepinzistă pentru Balcani, a încercat, fără succes de altfel, să o extindă și la unele segmente carpatice (Carpații Meridionali).

Ca și în perioadele precedente, progresele de cunoaștere a structurii platformelor și a subasmentului Depresiunii Transilvaniei sau a celei Pannonice se datorează în mare măsură lucrărilor de foraj și celor geofizice.

Sintetizînd rezultatele obținute mai ales în cercetarea legată de zăcămintele de hidrocarburi, Paraschiv (1975, 1979) a realizat două lucrări în care sînt consemnate cele mai importante progrese făcute în cunoașterea structurii platformelor (Moesică și Moldovenească) sau a subasmentului depresiunilor menționate mai sus ; pentru acestea din urmă el rămîne însă la o imagine neconformă cu cadrul general al domeniului carpatic, nereușind să găsească prelungirea elementelor șariate de pe margine în subasmentul lor.

Analiza corelată a datelor de foraj, geofizice și geologice a permis (Săndulescu, 1975 ; Rădulescu et al., 1976 ; Săndulescu, Visarion, 1978) ; unor autori să recunoască atît în subasmentul Depresiunii Transilvaniei cît și în cel al Depresiunii Pannonice (Bleahu et al., 1971 ; Săndulescu, 1975 ; Visarion, Săndulescu, 1979 ; Dimitrescu, 1980) aproape toate elementele structurale majore ce află pe marginile lor.

În ultimii ani, analiza structurii adinci a teritoriului României s-a materializat în mai multe lucrări, dintre care doar o parte sînt publicate (Constantinescu et al., 1972, 1973 ; Rădulescu et al., 1976), față de multe rămase în arhive la care au contribuit atît geotectonicieni (M. Săndulescu, V. Lăzărescu, M. Ștefănescu), cît și geofizicieni (L. Constantinescu, M. Visarion, V. Cornea, V. Văjdea, P. Constantinescu, Ș. Veliciu, S. Spinoche și alții) și care au condus la o mai bună cunoaștere în special a regiunii de curbură a Carpaților, dar și a structurii zonelor externe în general și a relațiilor între orogen și platformele din fața lui.

Printre direcțiile de cercetare care au marcat o dezvoltare sensibilă în deceniul al optulea se poate socoti și cea care privește separarea diferitelor cicluri de metamorfism și implicit de tectogenază, care au

fost denumite nejustificat de unii autori cicluri tectono-magmatice. Atît în Carpații Orientali (Bercia et al., 1976 ; Kräutner, 1972, 1980 ; Balintoni, 1981), cit și Carpații Meridionali (Savu, 1970, 1975 ; Kräutner, 1970, 1980 ; Maier, 1974 ; Berza, 1978 ; Stan, 1979 ; Solomon, 1976 etc.) sau în Munții Apuseni (Dimitrescu, 1976) cercetările au confirmat existența a cel puțin trei cicluri de metamorfism încadrate fie două în Precambrian și unul în Paleozoic (hercinic), fie două în Paleozoic, în care caz primul este caledonian și al doilea hercinic. Problematika este firește complexă și nu va fi abordată în detaliu în cuprinsul acestei analize istorice.

Revenind la principalul eveniment al istoriei dezvoltării cunoașterii geotectonicii României în deceniul al optulea, ne vom opri asupra principalelor momente care au marcat adoptarea și dezvoltarea tectonicii plăcilor în țara noastră.

Cu excepția unor lucrări de popularizare asupra principiilor tectonicii plăcilor (Bleahu, 1970, 1971) prima aplicare a acestei noi teorii geotectonice la teritoriul românesc aparține lui Roman (1970) care încearcă explicarea zonei seismice Vrancea prin procese de subducție pe un plan Benioff, situat nejustificat sub avanfosa externă (depresiunea Focșani). O variantă a acestei ipoteze este prezentată și mai târziu (Constantinescu et al., 1973, 1975), dar fără o subducție clasică, ci doar prin imaginarea unor „curenți descendenți de subducție”. Și într-un caz și în celălalt, aplicarea principiilor tectonicii plăcilor este greu de susținut. În anii 1973 și 1974 apar mai multe articole care privesc ansamblul teritoriului sau porțiunii din acesta (Dewey et al., 1973 ; Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; Bleahu et al., 1973 ; Boccaletti et al., 1973 ; Bleahu, 1974 ; Herz, Savu, 1974). Ele au fost urmate de alte contribuții (Constantinescu et al., 1975 ; Morelli et al., 1976 ; Rădulescu et al., 1976 ; Bleahu, 1976 ; Airinei, 1976 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Chanell et al., 1979 etc.), cu implicații mai mult sau mai puțin directe asupra teritoriului românesc. Modelele propuse sînt destul de diferite, principalele contradicții provenind de la mai mulți factori care privesc :

— modul cum au fost adaptate principiile tectonicii plăcilor la realitățile structurii carpatice sau cum a fost forțat interpretată această structură pentru a se înscrie în canoanele tectonicii plăcilor ;

— modul cum au fost corelate unitățile cu asociații ofiolitice în lungul arcului carpat, de unde și acceptarea unei sau a mai multor suturi ;

— modul cum a fost interpretată evoluția terțiară a Depresiunii Transilvaniei, pe care unii o considerau, nejustificat, ca un bazin back-arc și o comparau, tot atît de nejustificat, cu Depresiunea Pannonică ;

— modul cum a fost acceptată sau respinsă legătura Dobrogei de nord cu unele elemente carpatice ;

— modul cum este înțeleasă noțiunea de microplacă și cum sînt acceptate limitele acestora în cazul particular al Carpaților și/sau al vordului lor ;

— modul cum este plasată sutura majoră tethysiană în cuprinsul ariei carpatice și implicit modelul de corelare al unităților aparținînd zonei Vardar, la nord de Dunăre ;



— modul cum sint interpretate relațiile primare ale zonelor de expansiune generatoare de asociații ofiolitice cu zonele caracterizate de crustă continentală și poziția lor mutuală ;

— modul cum este înțeles procesul de subducție și legătura magmatismului calco-alkalin alpin din Carpați cu acest proces.

Toate aceste aspecte, ca și alte detalii privind aplicarea principiilor tectonicii plăcilor la interpretarea evoluției geodinamice a Carpaților, vor fi mai larg analizate în alt capitol. Ceea ce merită subliniat aici este faptul că regiunea carpatică a constituit un punct nodal în analizele retrotectonice făcute în conformitate cu principiile tectonicii plăcilor și că înțelegerea corectă a structurii și evoluției ei este indispensabilă pentru o corectă aplicare a acestor principii.

Aplicarea tectonicii plăcilor la analiza structurii teritoriului românesc îmbracă și aspecte diferite în raport cu marile reconstrucții retrotectonice. Așa, de exemplu, au fost de un real interes lucrările care au dezbătut caracterele petrologice și geochimice ale asociațiilor de roci bazice și ultrabazice din Carpații românești și care se datorează lui H. Savu, G. Cioflăca, D. Russo-Săndulescu, I. Nicolae și alții, lucrări ce au fost utilizate pentru susținerea diferitelor reconstrucții mobilistice. De asemenea, documentarea legăturii între magmatismul banatitic sau neogen și procesele de subducție, realizată în primul rînd de D. Rădulescu și susținută mai ales de D. Russo-Săndulescu, Ș. Vlad, S. Peltz și M. Borcoș a reprezentat un real sprijin pentru analiza geotectonică bazată pe teoria tectonicii plăcilor.

Toate aspectele legate de aplicarea principiilor mobilistice ale tectonicii plăcilor sint în acest moment extrem de actuale și pot suferi în viitor perfecționări mai mult sau mai puțin importante. Este de subliniat faptul că ele au intrat în gîndirea curentă a unei mari părți a specialiștilor români și că din confruntarea ipotezelor avansate pînă acum sau care vor fi emise în viitorul apropiat se va putea ajunge la o îmbogățire substanțială a cunoașterii evoluției geodinamice a teritoriului național, fapt ce va avea implicații de prim ordin atît teoretice, cît și practice. Ținînd seama numai de cele mai recente contribuții prezentate la al XII-lea Congres al Asociației Geologice Carpato-Balcanice de la București din 1981 (M. Săndulescu, M. Lupu, V. Lăzărescu și C. Dinu, M. Bleahu, H. Savu, D. Russo-Săndulescu și colaboratorii, citînd numai autorii români), se poate conchide că impactul principiilor tectonicii plăcilor a fost pozitiv, deși poate uneori aplicarea lor a fost contradictorie. Este vorba în primul rînd de contradicții de cunoaștere și de înțelegere care aparțin autorilor și doar în ultima instanță de contradicții ce se ivesc între principiile generale și structura de detaliu.

## 2

# PRINCIPII COMENTATE DE GEOTECTONICĂ GENERALĂ

Trecerea în revistă a unora dintre principiile fundamentale ale geotectonicii, compararea acestora cu cele mai noi teorii și în primul rând cu cea a tectonicii plăcilor, precizarea opțională a unor noțiuni de geologie structurală și/sau geotectonică, discutarea unor concepții controversate derivă din necesitatea de a stabili un cadru teoretic pentru analiza geotectonică regională.

Desigur, nu este nici locul, nici cazul să fie făcută o analiză completă a tuturor aspectelor geotectonicii. Este mai degrabă ocazia de a fi comentate și precizate acele noțiuni care au fost mai larg și mai acut disputate în ultima vreme. Precizarea conținutului lor este deosebit de importantă pentru a putea fi înțeleasă mai bine și mai precis aplicarea lor în analiza regională.

## OROGENEZĂ, TECTOGENEZĂ ȘI MORFOGENEZĂ

Disputa ce avut loc între Stille și Gilluly la începutul deceniului al șaselea (1952) constituie un moment important în precizarea și fixarea unora dintre ideile fundamentale și a limitelor naturale între care trebuie să fie acceptat caracterul episodic al deformării și implicit în care trebuie să fie înțeleasă noțiunea de fază de cutare (sau tectogenetică, orogenetică, structogenetică etc.). Analizele și sintezele făcute la scara continentelor au arătat, în deceniile care au urmat, că timpul geologic a putut într-adevăr să fie împărțit, în afară de criteriul cronostratigrafic, și după criteriul cronotectonic, distingându-se în primul rând erele (sau ciclurile) geotectonice (alpin, hercinic, caledonian, cadomian etc.). Limitele dintre ele nu sînt nici mai mult, nici mai puțin discutate sau precizate decît cele între subdiviziunile stratigrafice.

În sensul clasic, subdiviziunea erei geotectonice este faza. Ea a fost distinsă sub diferite denumiri, care vor fi analizate mai departe, și co-

respunde unui moment de deformare mai mult sau mai puțin extins areal (la scara globului). Tendința în ultimele decenii este aceea de a lua în considerare, pentru definirea fazei, deformările produse de forțe de compresiune, care au determinat cu intensități variabile scurtarea crustei (fie oceanică, fie continentală).

Denumirea adoptată în lucrarea aceasta pentru momentul de formare este cea de fază sau *moment tectogenetic*. Ea este preferată, întrucât corespunde cel mai bine sensului în care este utilizată. Totodată, ea este preferată denumirii de fază orogenetică, deoarece tectogeneza (și nu tectorogeneza, cum a fost denumită la un moment dat de școala franceză) este o parte a orogenezei.

*Orogeneza* grupează totalitatea proceselor care conduc la formarea unei catene cutate și se desfășoară în limitele de timp ale unui ciclu geotectonic sau eră geotectonică. Cele două categorii principale ale proceselor orogenetice sînt *TECTOGENEZELE ȘI MORFOGENEZELE*. Primele duc la formarea structurilor — mai mult sau mai puțin complicate — ce alcătuiesc catena cutată (sau catena orogenică, lanțul orogenic, sistemul orogenic etc.), iar ultimele, la formarea reliefului catenei. Atît tectogenezele, cît și morfogenezele se pot repeta la intervale diferite de timp (în limitele unui ciclu geotectonic), pot avea intensități diferite și pot afecta numai anumite părți din aria mobilă (geosinclinală) din care a rezultat catena respectivă.

Urmărind vîrsta principalelor structuri ale unei catene orogenetice, devine evident faptul că ele au fost generate în intervale relativ scurte de timp, în raport cu cele care le separă. Este de fapt și ideea generală a lui Stille, care a condus la susținerea discontinuității deformării. Un exemplu dintr-o arie carpatică poate fi edificator (fig. 11). Raportate la durata unui ciclu geotectonic, momentele sau fazele de tectogeneză se pot grupa în *perioade de tectogeneză*. Așa sînt, de exemplu, perioadele dacică și moldavică din Carpați (Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1969), care grupează momentele cretacice de tectogeneză și, respectiv, pe cele miocene. O grupare intermediară între fază (sau moment) și perioadă este *intervalul tectogenetic* care poate cuprinde mai multe momente de tectogeneză succesive, relativ apropiate, a căror efecte se conjugă pentru a definiți același grup de structuri. Un exemplu de interval tectogenetic este cel care a format Dacidele mediane în Carpații Orientali.

O concluzie fundamentală care trebuie reținută este aceea că *orogeneza și tectogeneza sînt două noțiuni diferite, ultima fiind o parte a primei*. În consecință, un proces sinorogenetic poate fi în același timp și sintectogenetic (tectogeneza făcînd parte din orogeneză), dar poate tot atît de bine să nu fie sincron cu tectogeneza, ci cu morfogeneza (și ea parte a orogenezei) sau să fie independent și de una și de alta. Cu alte cuvinte, sinorogenetic și sintectogenetic nu sînt noțiuni echivalente.

În desfășurarea cronologică a proceselor orogenetice, pentru o anumită regiune a ariei mobile geosinclinale, procesele morfogenetice urmează celor tectogenetice (fig. 11), fiind însoțite de instalarea consecutivă a proceselor de eroziune. Intensitatea proceselor morfogenetice este în general proporțională cu cea a celor tectogenetice, mai ales cînd,



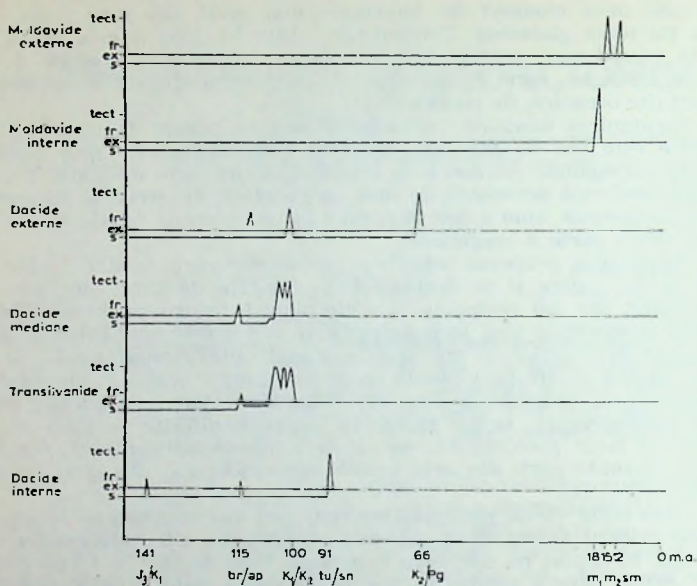


Fig.11. Diagrama desfășurării episodice și discontinue a tectogenzelor carpatice:

s - sedimentare; ex - exondare; fr - fracturare; tect - tectogenză.

datorită ultimelor, a avut loc și o importantă scurtare a crustei. Fenomenul are o explicație geofizică, legată de tendința de redobîndire a echilibrului izostatic. În relația tectogenză-morfogenză este de remarcă și faptul că atunci cînd se constată migrarea tectogenzei în timp și spațiu (polaritate orogenetică, în sensul Aubouin) și morfogenza are același sens de migrare.

## ELEMENTELE GEOTECTONICE MAJORE ALE CONTINENTELOR

Pînă în timpurile noastre este obiectiv imposibil să fie ignorată sintetica și geniala divizare a continentelor făcută de Argand în „pays plissés“ (terenuri cutate) și „pays tabulaires“ (terenuri tabulare). Mai tîrziu, primele au fost denumite regiuni cutate, regiuni orogenice, lanțuri

orogenice (orogenic belts), catene cutate (chaînes plissées) sau catene orogenice (chaînes orogéniques), iar ultimele, platforme, cratone, vorlanduri (sau avant-pays). Orice reprezentare tectono-cartografică a continentelor nu poate să ignore această divizare. Ea reprezintă unul din cele mai obiective principii, întrucît cele două mari diviziuni (terenurile cutate și terenurile tabulare) pot fi diferențiate prin observația directă făcută la suprafața continentelor, cu alte cuvinte cel mai la îndemina geologilor.

Distingerea regiunilor (sistemelor) cutate sau orogenice și a platformelor are la bază criteriile structural-spațiale și ca referință temporală, momentul actual. Sub acest aspect, în cuprinsul ariilor continentale (dar și al platformelor continentale ale oceanelor și mărilor) se pot distinge :

— *regiuni cutate sau orogenice* sau, mai simplu, orogene de diferite vârste, corespunzătoare ciclurilor sau erelor geotectonice, și

— *platforme* de diferite vârste, diferențiate după vârsta soclului lor cutat, acoperit de o cuvertură mai mult sau mai puțin tabulară, sedimentară.

Evoluția în timp a actualelor arii continentale arată că în timpul fiecărui ciclu sau eră geotectonică coexistau două elemente geotectonice de ordinul întâi :

— *zonele* (ariile, regiunile) *mobile* sau *geosinclinale*, care prin deformări succesive vor ajunge să se transforme în regiuni orogenice sau orogene, și

— *zonele stabile sau cratonele*, care pentru momentul luat în considerație reprezintă platformele corespunzătoare.

Unei anumite ere geotectonice (sau ciclu geotectonic) îi corespunde un anumit ansamblu, constituit din zone mobile, geosinclinale, și din zone stabile, cratonice.

Desigur că acest concept „clasic“ trebuie confruntat cu conceptul tectonicii plăcilor și adaptat acestuia, analiză ce va fi făcută mai departe. Rămîne în orice caz valabil faptul că *orogenele*, corespunzătoare *zonelor mobile*, *geosinclinale*, și *platformele*, corespunzătoare *cratonelor*, rămân elementele geotectonice majore ale ariilor continentale actuale.

În sensul celor de mai sus ar mai fi interesant de abordat problema *eu- și miogeosinclinalelor*. Definite de Stille (1940), în urma analizei catenelor nord-americane, ele ar reprezenta cele două subdiviziuni majore ale ortogeosinclinalelor (în sensul aceluiași autor).

*Eugeosinclinalul* ar avea poziția mai internă (în raport cu vorlandul) și ar fi caracterizat de prezența ofiolitelor și a formațiunilor de flis, fapte care ar trăda caracterul mai mobil al scoarței care le corespunde.

*Miogeosinclinalele* sînt zone mai mult sau mai puțin subsidente, situate la marginea cratonului (vorlandului), caracterizate de o sedimentare predominant de tip șelf. Aubouin (1965) dezvoltă pragmatic conceptul lui Stille, considerînd că geosinclinalele — în speță ortogeosinclinalele — sînt constituite, obligatoriu (?), dintr-un cuplu eu-miogeosinclinal, separate între ele de un rid.

Este util să fie amintit că Stille (1940) a vorbit de o stare (zustand) cu- sau miogeosinclinală, sugerind astfel că aplicarea dogmatică a modelului catenelor nord-americe nu este obligatorie și mai curînd atrage atenția asupra posibilității distingerei a două tipuri de mobilitate a crustei, corespunzătoare zonelor mobile geosinclinale: una „mai adevărat geosinclinală“ (traducerea cuvîntului eugeosinclinal), iar alta „mai puțin geosinclinală“ (echivalentă cuvîntului miogeosinclinal). Judecată sub acest aspect, repartizarea spațială a acestor două stări geosinclinale nu mai apare ca fiind obligatorie sub formă de cuplu (în sens transversal), nici că trebuie să coexiste obligatoriu într-o anumită arie, nici că trebuie să fie prezente în tot lungul catenelor orogenice (mai ales miogeosinclinalul).

## PROBLEMA FLIȘULUI

Dezbaterea ce a privit semnificația geotectonică și geneza flișului a fost lungă, stufoasă, înverșunată și, uneori, inutilă. Prezența formațiunilor de fliș în toate catenele orogenice, mai ales cele tinere, alpine, dar și în cele paleozoice și mai vechi, a condus la o concluzie generală, dar pripită, că ele sînt legate direct de procesele de deformare ce duc nemijlocit la formarea acestor catene. S-a ajuns astfel la o anumită vulgarizare a semnificației geotectonice a flișului, care a fost considerat, automat, sinorogenic. Desigur, generalizînd noțiunea de orogeneză și fără să sesizeze complexitatea și pluralitatea proceselor care o compun, unii autori au considerat flișul și mai ales geneza lui în directă legătură cu procesele de cutare. Antrenat în procesele de șariaj și avînd o structură internă adesea complicată, el apăsă ca o materializare a acestor procese.

În fapt problema trebuie să fie tratată mult mai nuanțată și doar în contextul unei analize detaliate a relațiilor ce se pot stabili între procesele de deformare și cele legate de sedimentarea seriilor de fliș sau în legătură cu analiza poziției flișurilor în raport cu momentul principal de deformare a zonei în care ele au fost depuse.

Dintre trăsăturile cele mai importante ce definesc formațiunile de fliș se pot reține cîteva mai importante.

Ⓐ Cea mai evidentă și mai definitivă caracteristică a flișului este ritmicitatea. Ea este pozitivă și asimetrică, ortotipul flișului putînd fi considerat acela ale cărui ritmuri, de grosime relativ mică (5—20 cm), sînt formate din doi componenți — arenit și lutit — care participă cu grosimi egale la fiecare ritm. Acest timp de fliș este cunoscut în literatura geologică carpatică sub denumirea de *strate cu hieroglîfe*. În raport cu acest tip de bază, se pot recunoaște flișuri grezoase, la care componenta arenitică a ritmurilor predomină larg asupra celei lutitice,



sau *flișuri șistoase*, la care lutitele predomină (fig. 12). În general, *flișul calcaros* este un tip aparte al ortoflișului, în care, pe lângă cei doi componente, se individualizează un al treilea, calcaros sau marnocalcaros. Pe lângă aceste tipuri, care pot fi denumite de bază, se mai pot avea în vedere și unele tipuri particulare, ca de exemplu: *flișul vârgat* (la care lutitele au culori diferite în cadrul aceluiași ritm sau în ritmuri diferite), *flișul silicios* (în care arenitele sînt cuarțoase și cu ciment silicios, iar lutitele adesea silicifiate) sau *flișul curbicortical* (caracterizat de pre-

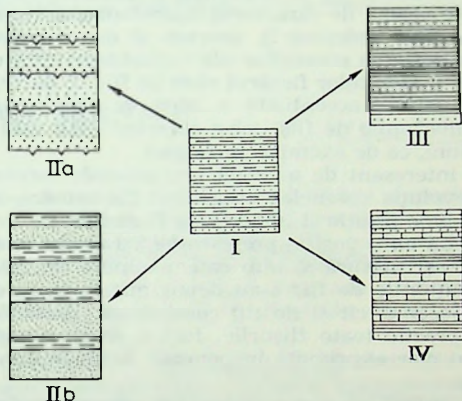


Fig. 12. Principalele tipuri de fliș:

I - ortofliș (fliș strata cu hieroglife); IIa și IIb - flișuri grezoase;  
 III - fliș șistos, IV - fliș calcaros.

dominarea stratificației convolute a arenitelor). Deși par a fi destul de variate, toate tipurile de fliș enumerate mai sus, la care s-ar adăuga multe categorii de trecere între tipurile de bază, se caracterizează prin prezența ritmicității accentuate, fie că ritmurile sînt subțiri (ca la stratele cu hieroglife), fie groase (ca la flișurile grezoase).

Ritmicitatea flișului este o rezultantă a sedimentării la intervale de timp relativ regulate a nivelelor de arenite, într-un mediu de sedimentare pelagică. Cu alte cuvinte, flișul este o serie pelagică a cărei sedimentare este întreruptă ritmic de aportul unor depozite arenitice, transportate prin curenți (dovadă sînt tipurile de hieroglife legate de urmele de transport) și care provin din erodarea marginilor zonei de sedimentare. Această intervenție ritmică a transportului de arenite este pusă astăzi în general în legătură cu o mobilitate accentuată a zonei de alimentare a arenitelor flișului, precum și cu întreținerea unui relief activ al sursei. Aceste două condiții trebuie să fie îndelung prezente, întrucît serii de fliș omogene din punctul de vedere al caracterelor litologice (deci cu aceeași sursă) ocupă intervale de timp ce însumează une-

ori zeci de milioane de ani. Această „neliniște“ tectonică a arilor sursă a arenitelor flișului, este cea mai marcată trăsătură ce leagă sedimentarea seriilor de fliș cu procesele tectonice. Trebuie precizat însă că aceste procese nu sînt procese de deformare accentuată, adică acele procese ce sînt catalogate drept faze tectogenetic, intrucît flișurile fie preced, fie sînt succed aceste faze.

O altă trăsătură definitorie a seriilor de fliș este *caracterul lor marin*, fapt subliniat de trăsăturile microfaunelor ce se găsesc în luti-fele acestora. Adîncimea de sedimentare a flișurilor nu poate fi prea mică, dacă se ține seama de caracterul microfaunelor (bineînțeleas a celor autohtone, nu a celor redepute !), precum și de necesitatea unui taluz care să faciliteze nașterea curenților (de turbiditate) care conduc la aportul pe arii întinse a arenitelor fiecărui ritm de fliș în parte.

Subsidența relativ accentuată a ariei de depunere caracterizează fără îndoială formațiunile de fliș, acest caracter fiind însă comun și altor tipuri de formațiuni, ca de exemplu molaselor.

Mult mai interesant de analizat sînt relațiile formațiunilor de fliș cu structura și evoluția catenelor orogenice. Ca urmare, citeva concluzii vor defini și mai bine poziția și importanța flișurilor.

1. *Flișurile nu au o poziție preferențială.* Luînd drept exemplu Carpații, dar în aceeași măsură și alte catene alpine din Europa, se poate constata că formațiunile de fliș s-au depus atît în zone caracterizate de o crustă de tip oceanic, cît și de tip continental. Această concluzie este valabilă pentru practic toate flișurile, fără a avea o legătură cu vîrsta lor, deși este mai clar exprimată în general, inclusiv pentru Carpați, de flișurile cretacice.

În același context se poate reține de asemenea ideea că flișul se dezvoltă atît în arii foarte externe ale zonei geosinclinale, cît și în unele avînd o poziție internă. În multe cazuri se poate constata că sedimentarea de tip fliș migrează în cuprinsul aceleiași arii de sedimentare sau de la o arie la alta (de la o fosă la alta).

2. *Flișurile preced sau sînt succed tectogenezele.* În general flișurile de diferite vîrste sînt antrenate în pinze de șariaj sau sînt cel puțin puternic cutate. Prin urmare, ele au cel mai adesea o poziție pretectogenetică. În această situație se pot distinge două cazuri : flișul precede cea mai veche tectogeneză ce a afectat aria sa de depunere sau flișul succede unui moment de tectogeneză, dar precede altul, cel puțin la fel de important. Această distincție nu este legată de vîrsta flișului ; serii de acest tip de aceeași vîrstă, dar depuse în zone diferite, se pot găsi în cele două situații menționate.

Există însă și flișuri care fac parte din succesiuni sedimentare ce acoperă discordant arii deformate puternic și care nu au mai suferit la rîndul lor deformări importante.

Conform cu cele trei situații în care se pot găsi flișurile în raport cu tectogenezele, se pot distinge trei categorii :

- flișuri pretectogenetice, corespunzînd primului caz prezentat ;
- flișuri intertectogenetice, asimilate celui de al doilea caz ;
- flișuri post-tectogenetice, conforme cu cel de al treilea caz.

În legătură cu această clasificare a flișurilor trebuie reamintit că tectogeneza și orogeneza nu sînt noțiuni similare, tectogeneza fiind un aspect al orogenezei. În acest sens, flișul poate fi sinorogenetic, întrucît este contemporan cu desfășurarea unui ciclu geotectonic. Dar caracterul sinorogenetic s-a aplicat flișului de diferiți autori nu din acest punct de vedere, ci prin echivalarea noțională nejustificată a orogenezei și tectogenezei. Sub acest aspect însă flișul, așa cum am arătat mai sus, nu este sintectogenetic (respectiv sin-,orogenetic“, în sensul confuziei menționate mai înainte), ci s-a depus în perioade de timp diferite de fazele tectogenetice și în orice caz mai lungi.

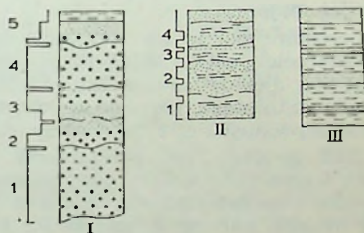
## PROBLEMA MOLASEI

Ca și pentru formațiunile de fliș, definirea depozitelor de molasă este preferabil să fie făcută după criteriile descriptive și nu genetice. În general, molasele sînt constituite din depozite terigene a căror structură internă este destul de variabilă. Deși în unele tipuri de molasă se înregistrează secvențe ritmice (cu ritmuri prograde asimetrice), totuși sînt foarte frecvente ritmurile inverse (retrograde asimetrice) sau ciclotele complete (simetrice).

Cele mai caracteristice tipuri de molasă sînt cele conglomeratice, grezo-conglomeratice sau grezoase. Molasele grezo-marnoase sau grezo-argiloase sînt de obicei cele care au un caracter ritmic mai pronunțat (fig. 13).

Fig. 13. Principalele tipuri de molasă:

I - molasă conglomeratic-grezoasă;  
II - molasă grezoasă; III - schlier.



Condițiile de depunere a molaselor sînt mai variate decît cele ale flișului. În timp ce flișul prin definiție este doar marin, molasele pot fi marine, salmastre, lacustre sau fluviolacustre. În unele molase se intercalează nivele de cărbuni sau de evaporite, care lipsesc total în formațiunile de fliș.

Din punct de vedere temporal, formațiunile de molasă pot fi pre-tectogenetice sau post-tectogenetice. Criteriul de diferențiere în acest caz



este vîrsta tectogenezei principale care a deformat aria de depunere a unei anumite formațiuni de molasă.

Molasele post-tectogenetice nu sînt sau sînt foarte slab deformate, constituind din punct de vedere geotectonic cele mai „clasice“ molase. Există însă în Carpații românești destule exemple care arată că o formațiune de molasă cu caractere post-tectogenetice pentru o anumită zonă poate fi pre-tectogenetică pentru zona de sedimentare adiacentă (în general spre exterior, în sensul vergenței generale a cutenci). Raportate la clasificarea promovată de Aubouin (1964) privind catenele cutate, cea mai mare parte a molaselor post-tectogenetice se înscriu în categoria celor postgeosinclinale. Există însă excepții majore, ca de exemplu molasele neosarmățian-pliocene din avanfosa carpatică care ar fi tardigeosinclinale din punctul de vedere al clasificării lui Aubouin și care au un caracter evident post-tectogenetic, deși avanfosa are o orientare paralelă cu cea a catenei cutate (caracter considerat de Aubouin definitiv pentru zonele cu molase tardiorogene).

O mare parte din depozitele cu caractere litologice molasice care iau parte la alcătuirea unora dintre cuverturile post-pinză sînt de asemenea molase post-tectogenetice (ca și cuverturile de altfel). Ele pot fi precedate sau urmate de alte tipuri de formațiuni, de exemplu pelagice, carbonatice sau chiar de tip fliș. Cu unele excepții, depozitele molasice post-tectogenetice care constituie cuverturile post-pinză (post-tectogenetice) se extind și în arii învecinate, unde sub același facies sau cu faciesuri schimbate sînt antrenate în deformări importante și reprezintă, în cazul din urmă, molase pre-tectogenetice.

Caracterul duplicitar, în raport cu deformarea principală, al unor molase — cel puțin în aria carpatică, dar foarte probabil și în alte catene — se datorește polarității orogenice, adică migrării spre exterior a deformărilor majore.

O deosebire parțială a molaselor post-tectogenetice tardigeosinclinale față de cele post-tectogenetice postgeosinclinale este aceea că primele sînt pe alocuri cutate sau faliate. Deformările nu ajung însă niciodată la amploarea care poate determina scurtări ale scoarței, așa cum sînt cele produse de tectogenezele majore.

În linii generale, molasele succed depunerea formațiunilor de fliș, dar se pot forma și în arii în care nu au existat depozite de fliș. Apariția molaselor este determinată de sfîrșitul unei faze sau perioade de tectogeneză majoră, care este urmată de formarea de relief activ (morfogeneză activă) chiar în zona de depunere a molasei sau, mai frecvent, în zone învecinate celei în care se depune molasa. Acest model explică de ce molasele pot fi într-o zonă post-tectogenetică și în alta, alăturată, pre-tectogenetică și, de asemenea, de ce molase pot coexista temporal cu flișurile.

Ariile-sursă ale depozitelor de molasă sînt, după modelul carpatic, de două feluri : situate în interiorul catenei cutate sau în vorlandul acesteia. Cel mai adesea și conform definiției clasice a molaselor cea mai tipică este prima sursă. Cea de-a doua poate alimenta mai rar depozite de

molasă și, fără excepție, a produs doar molase pre-tectogenetice. Prima poate genera atât molase pre-, cât și post-tectogenetice.

În problema molasei pot fi formulate câteva concluzii generale :

— molasele nu au o poziție unică — în timp și spațiu — în evoluția și structura unei catene cutate ; ele succed (aproape) toate momentele sau perioadele de tectogeneză majoră care au fost urmate de morfogeneze active ;

— volumul molaselor acumulate este proporțional cu intensitatea și durata perioadelor de morfogeneză și intensitatea subsidenței în ariile depozitionale ale acestor formațiuni ;

— molasele au în multe cazuri o poziție duplicitară în raport cu momentele sau perioadele majore de tectogeneză ; ele pot fi post-tectogenetice într-o anumită arie și pre-tectogenetice în zone învecinate ; acest aspect este cu atât mai pregnant cu cât molasele sînt mai vechi în cadrul aceleiași catene orogenice ;

— sursa materialului detritic constituent al molaselor este în cele mai multe cazuri situată în interiorul catenei orogenice, iar alte surse (vorland) sînt accidentale.

## FLIȘ ȘI MOLASĂ — CARACTERE COMPARATE ȘI RELAȚII MUTUALE

Din analiza comparată a caracterelor litologice, genetice și contextuale ale flișului și molasei se pot desprinde unele concluzii care dovedesc că soluția (sau soluțiile) în această problemă nu poate și nu trebuie să urmeze o cale dogmatică, ci una nuanțată și multilaterală.

1. Molasele și flișurile pot coexista în timp și spațiu, în unele cazuri putîndu-se sesiza treceri laterale de la unele la celelalte. Această situație este datorată faptului că tectogenezele majore și morfogenezele conexe nu sînt ubiquiste în cadrul aceleiași zone mobile din care provine o anumită catenă orogenică. Coexistența flișului cu molasa nu este o regulă generală, ci o excepție mai mult sau mai puțin frecventă. În parte, ea este determinată de condițiile de sedimentare, dar și de caracterul sursei materialului detritic. Sub acest aspect se pare că sursele molaselor sînt morfologic (relief) mai active și sau mai apropiate de aria lor de sedimentare. Sursele arenitelor flișului sînt fie cu un relief morfologic mai estompat, fie mai depărtate de bazinul de sedimentare. Plecînd de la această constatare, morfologia cordilierelor care au alimentat unele secvențe de fliș — mai ales ortoflișul, adică cel de tipul stratelor cu hieroglife — trebuie privită cu moderație.

2. Într-o arie depozitională determinată, în multe cazuri molasa succede depunerii flișului ; există însă și cazul invers, precum și posibilitatea alternării celor două formațiuni. Ultimele două situații se întîlnesc

de obicei în cuprinsul cuverturilor post-tectogenetice, adică în bazine de sedimentare cu caractere ambigue și, din punct de vedere geotectonic, „ezitante“.

3. Cu unele excepții, flișul este puternic deformat, în timp ce molasele sînt mai rar (și numai cele pre-tectogenetice) antrenate în deformări comparabile. Acest aspect poate fi explicat parțial și prin competența diferită a flișurilor și molaselor. Unele convergențe în caracterul deformării se pot constata în cazul flișurilor grezoase masive sau al molaselor grezo-pelitice cu ritmicitate mai accentuată.

4. Cea mai mare parte a flișurilor este pre-tectogenetică, iar volumul cel mai important al molaselor este post-tectogenetic. Desigur, există flișuri ulterioare deformării majore a unui domeniu determinat și molase depuse înainte de antrenarea zonei respective în deformarea principală. Compararea cantitativă a formațiunilor ce se găsesc în acest caz particular cu cele dezvoltate în condițiile comune (obișnuite sau generale) arată o netă predominare a celor din urmă. De altfel flișurile post-tectogenetice se întind în poziție tardigeosinclinală (în sensul Aubouin), dar niciodată în poziție postgeosinclinală (în sensul aceluiași autor).

5. Toate flișurile sînt marine (prin chiar definiția lor). Molasele se pot depune în medii foarte variate de sedimentare, fiind posibilă deci și asocierea lor cu depozite evaporitice sau cărbunoase, ce nu se găsesc niciodată în secvențele de fliș. Această deosebire dintre flișuri și molase este determinată în primul rînd de condițiile batimetrice ale ariilor depozitionale corespunzătoare. Aspectul contradictoriu al acestei concluzii rezidă în primul rînd în faptul că anumite secvențe molasice, depuse evident și dovedit în condiții de apă puțin adîncă, prezintă caractere ritmice și de gradare apropiate cu cele ale flișului. Modelele sedimentogenetice sînt probabil diferite, dar produc „obiecte“ similare. Privite într-un context foarte general și foarte generalizat, condițiile de sedimentare a flișurilor și a molaselor (mai ales ale tipurilor fundamentale) trădează stări diferite ale zonei mobile din care provine catena în care se găsesc păstrate aceste formațiuni.

6. Atît flișul, cit și molasa pot fi alimentate cu material detritic din două tipuri de surse: din interiorul zonei mobile sau al catenei corespunzătoare și din vorlandul acesteia. Diferența ar putea consta în faptul că flișurile pot fi alimentate cu material detritic și din părți încă nedeformate ale zonei mobile, în timp ce molasele numai din arii deformate ale ei.

## WILDFLYSCH SAU OLISTOSTROMĂ ?

O asociație de roci cu o semnificație geotectonică deosebită este formațiunea de wildflysch, care adesea a fost considerată sinonimă cu olistostroma.



Termenul *wildflysch* a fost introdus în literatura geologică de Kaufmann în 1870, așa cum arăta B. Studer în „Index de pétrographie”. Definiția mai largă dată de autor (Kaufmann, 1887) este următoarea : „Șisturi lucioase, moi, cenușii închise pînă la negre, adesea încrețite și cu oglinzi de frecare striate, alternează cu gresii (de obicei Macigno), uncoiri și cu conglomerate. Stratele sînt adesea și puternic cutate, îndolite și rupte, gresiile crăpate transversal, fragmentele despărțite între ele, frecate și mai mult sau mai puțin îmbrăcate de șisturi. Cauza acestor modificări în sedimente nu poate fi căutată în presiunea de deformare...” Din această definiție se poate desprinde clar faptul că încă din secolul trecut formarea *wildflyschului* este presupusă a fi în legătură cu procese diferite de cele tectonice. Atrăgînd atenția asupra acestui lucru, Tercier (1947) remarcă faptul că există flișuri grezo-șistoase foarte frămîntate care nu sînt *wildflyschuri*, după cum există *wildflyschuri* care sînt slab dislocate. El înclină spre originea sedimentară a *wildflyschului* și consideră formarea lui „legată de eroziunea unor reliefuli marcate, eroziune însoțită desigur de mari alunecări submarine, aceste ultime fenomene fiind favorizate de îngustarea platformei marginale și de apropierea taluzului...” Discutînd problema *wildflyschurilor* din unitățile ultrahelvetice din Alpii centrali (Elveția), Cadisch (1952) precizează că înțelege prin *wildflysch* „o asociație de roci de facies orogen de vîrstă cretacică pînă la terțiară, care este format dintr-o masă de bază marnoasă pînă la argiloasă, în care sînt intercalate bancuri de materiale calcaroase, nisipoase sau cuarțitice, precum și elemente de diferite feluri”. Cadisch atrage atenția că trebuie deosebit în *wildflysch* materialul autigen și cel alogen, adică partea autohtonă a lui și elementele alohtone sau „exotice”.

Se poate deci reține că principalele caractere ale *wildflyschului* sînt :

- existența unei mase de bază, preponderent pelitice (autigene) ;
- existența unor elemente străine (alogene) de dimensiuni variabile ; ele sînt de obicei mai vechi decît masa de bază și provin din zone învecinate cu cea de sedimentare a acesteia din urmă ;
- intervenția alunecărilor submarine, ca factor important în determinarea aspectului actual al *wildflyschului*.

Cu aceste caractere, formațiunea de *wildflysch* a fost recunoscută în numeroase unități din Carpații românești, avînd vîrste diferite, cretacice sau terțiare ; ele vor fi descrise mai detaliat în alt capitol. Deocamdată merită să fie reținut faptul că *wildflyschurile* au apărut de cele mai multe ori în zone pe marginea cărora se dezvoltau pinze de alunecare gravitațională sau cînd una din marginile zonei de depunere urmează să genereze pinze într-un moment imediat posterior depunerii acestuia.

Secvențe de tip *wildflysch*, de grosimi foarte variabile, se intercalează și în succesiuni sedimentare ce au caractere litologice diferite de acesta. Și în acest caz, elementele alohtone au de obicei vîrste mai vechi decît matricea și provin din zone diferite de cea în care se depune aceasta din urmă.

Confuzia și implicit critica termenului „wildflysch“ provine din faptul că unii autori au analizat cuvîntul doar etimologic, căutînd să regăsească unele caractere asemănătoare flișului. O asemenea analiză nu poate să conducă la o soluție obiectivă, deoarece în secolul trecut, cînd a fost introdus termenul în literatura geologică, cunoașterea sedimentologică și genetică a formațiunilor de fliș era departe de stadiul actual. Mai importantă este adaptarea lui la gradul de cunoaștere actual. De altfel există și dezvoltări paratipice ale wildflyschului în care matricea capătă caractere stratonomice asemănătoare cu flișul, în primul rînd din punctul de vedere al ritmicității sale în care continuă să se găsească elementele alohtone, denumite klippe sedimentare. Trecerea de la faciesurile tipice la cele paratipice se face de obicei gradat. Un caz extrem al faciesului paratipic al wildflyschului l-ar putea constitui secvențele de conglomerate care înglobează klippe sedimentare.

O mai complexă și mai dificilă discuție privește deosebirea dintre wildflysch și olistostromă. Flores (1955) definește *olistostroma* ca o acumulare haotică de depozite, pusă în loc într-un bazin de sedimentare ca urmare a alunecărilor prin gravitație pe fundul acestuia; ea conține olistolite ce sînt blocuri care aparțin acestei mase alunecate și care sînt înglobate în sedimentul în curs de depunere. Formațiunea „tip“ a olistostromei este considerată formațiunea de „argile scagliose“ din Apenini. Cu toate că și acestea din urmă sînt depozite argiloase sau argilo-arenacee, și ele conțin blocuri și lespezi mari de roci competente. Olistostroma se formează prin alunecarea submarină a unei întregi stive de strate, depozitele mai puțin competente devenind matricea, iar cele mai competente, olistolitele. Se poate remarca cu ușurință că în cazul olistostromei atît matricea, cit și olistolitele sînt de aceeași vîrstă și provin din aceeași zonă de sedimentare. Din aceste puncte de vedere, diferența față de wildflysch este destul de clară.

Pe lângă argilele scagliose, un exemplu de olistostromă poate fi considerat flișul disociat, descris prima dată în Alpii occidentali francezi (cf. Khercove, 1970), care este o stivă groasă de fliș alunecat submarin în masă și în care gresiile s-au fragmentat în blocuri mai mari sau mai mici ce au fost ambalate în masa rocilor pelitice, care și-au pierdut prin alunecare în mare parte caracterul stratificat.

Desigur, polemica dacă wildflyschul și olistostroma sînt noțiuni echivalente sau diferite este alimentată și de existența unor aspecte comune, morfologice (existența unei matrice mai mult sau mai puțin stratificate și a unor elemente dispartate, de regulă mai competente decît matricea) sau genetice (implicarea unor procese de alunecare submarină), care în lipsa unei analize aprofundate pot duce la confuzii.

Dilema wildflysch sau olistostromă nu are o fundamentare reală. De fapt este vorba de wildflysch și olistostromă, două categorii de formațiuni cu caractere distincte.

Dar care este semnificația geotectonică a wildflyschului și a olistostromei ?

În primul caz, luînd ca exemple formațiunile de wildflysch ce se cunosc în Carpați, se constată că o mare parte a acestora preced nemijlo-

cit în timp punerea în loc a unor pinze de tipuri diferite (alunecare gravitațională, forfecare de soclu, obducție etc.) (fig. 14) klippele sedimentare din wildflysch fiind constituite din aceleași roci ca și corpul pinzelor ce urmează să-l acopere tectonic. Raportându-ne la vîrsta acestor wildflyschuri, se constată că perioada lor de depunere însumează intervale relativ lungi de timp, depășind uneori citeva milioane de ani. S-ar putea deduce din această situație că fruntea pinzelor care au furnizat klippele sedimentare incluse în wildflysch au format continuu un relief activ și accidentat la marginea ariei de depunere a acestuia. În consecință, s-ar

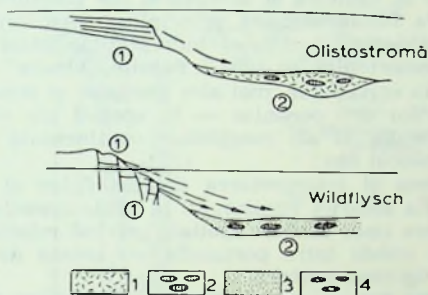


Fig. 14. Schemele comparate a formării olistostromei și wildflyschului:

1 - matricea olistostromei; 2 - olistolite; 3 - matricea wildflyschului; 4 - klippe sedimentare.

putea considera că procesul de șariaj a început foarte probabil cu o rată a deplasării orizontale foarte redusă, dar continuă (?), cu destul de mult timp înaintea desfășurării fazei principale de tectogeneză de care este legată deplasarea principală a pinzei respective.

Mult mai rare, dar totuși prezente, sînt wildflyschurile în care klippele sedimentare nu provin din fruntea unei viitoare pinze de șariaj. În aceste cazuri klippele sedimentare provin din taluzuri marcate, cu relief activ, posibil determinat de fracturări tectonice, iar dezvoltarea generală a wildflyschului este mai puțin omogenă și are o răspîndire areală mai restrînsă decît pentru tipurile legate de fruntea pinzelor.

În raport cu cele de mai sus, se poate considera că în majoritatea cazurilor wildflyschul este un precursor al proceselor de șariaj, precedîndu-le de obicei nemijlocit în timp.

Olistostroma este generată de procese care nu sînt legate necesar de fruntea unor unități tectonice în curs sau la începutul șariajului. Ele pot să apară în mijlocul unei succesiuni litostratigrafice, fără a avea legătură cu fenomene tectogenetice de mare amploare. Apariția olistostromei necesită un taluz mai accentuat și crearea unui dezechilibru într-o stivă sedimentară deja depusă, a cărei alunecare gravitațională este astfel provocată. Sub acest aspect, semnificația geotectonică a olistostromei este mai puțin accentuată decît a wildflyschului. Ea poate fi



dovada unui moment de instabilitate tectonică materializată printr-o ridicare rapidă sau o fracturare bruscă a ariei de origine a materialului antrenat în procesele de alunecare gravitațională ce o generează.

Sub un alt aspect, se poate dovedi că timpul necesar pentru acumularea unei secvențe cu caracterele unei olistostrome este mult mai scurt decât pentru wildflysch.

## GEOTECTONICA „CLASICĂ” ȘI TECTONICA PLĂCILOR

În deceniile al șaptelea și al optulea ale secolului nostru, studiile care au condus la fundamentarea principiilor tectonicii plăcilor au determinat o reconsiderare — uneori îndreptățită, alteori exagerată — a principiilor de geotectonică ce pot fi numite „clasice”.

Plecînd de la cercetările, mai ales geofizice și oceanografice, făcute în cuprinsul marilor arii oceanice — în special ale oceanelor Atlantic și Pacific —, precum și ale marginilor continentale adiacente, tectonica plăcilor s-a născut din :

— acumularea și interpretarea datelor fizice și chimice privind vîrsta și constituția scoarței Pămîntului în ariile oceanice actuale ;

— descifrarea unor modele spațiale privind relațiile, de mai multe feluri, ce se pot stabili între porțiunile cu crustă de tip oceanic și cele cu crustă de tip continental ;

— descifrarea mecanismului privind nașterea crustei oceanice prin expansiune, plecînd de la dorsalele medio-oceanice, și a mecanismului privind consumul crustei de acest tip în șanțurile oceanice adînci, prin subducție.

Aplicată, potrivit principiului actualismului, la interpretarea evoluției scoarței Pămîntului în timpul geologic, tectonica plăcilor — sau noua tectonică globală, cum mai este denumită — a devenit o teorie geotectonică, așa cum au fost avute în vedere la timpul lor (și uneori alternativ !) teoria contracției, teoria migrației continentelor, teoria pulsatorie, teoria oscilatorie etc. Una din deosebirile remarcabile constă în aceea că tectonica plăcilor se bucură de un suport științific net superior altor teorii geotectonice, determinat de dezvoltarea rapidă și profundă a metodelor diversificate de investigare.

Pentru a putea analiza comparativ principiile „clasice” ale geotectonicii și cele ale tectonicii plăcilor — mai ales în scopul de a preciza elementele de bază folosite în analiza geotectonică regională a teritoriului românesc — este necesar să fie subliniate cele mai importante aspecte ale tectonicii plăcilor. Desigur că nu se poate intra în amănunte, intenția fiind doar de a reliefa acele aspecte care sînt cel mai des utilizate în aplicațiile făcute pe arii cutate de diferite vîrste, cunoscute actualmente pe continente. Rezumînd foarte general numeroase contribuții importante, se pot reține unele aspecte fundamentale de prim ordin.

1. Structura arheologică a părții superioare a globului permite distingerea litosferei (constituită din crustă și mantaua superioară) și a astenosferei (inferioară primeia și superioară mezosferei). Caracteristica

principală a litosferei este (Le Pichon, 1972) că „ea poate suporta pentru perioade importante de timp compresiuni de ordinul kilobarilor, fără să se fluidizeze (să curgă), în timp ce astenosfera subjacentă nu poate să o facă”. Litosfera nu are o constituție uniformă, acest fapt fiind evident în primul rînd dacă se are în vedere că în litosferă se disting, suprapuse, crusta și mantaua superioară și că, în al doilea rînd, crusta poate fi de natură oceanică sau continentală (fig. 15). Ca

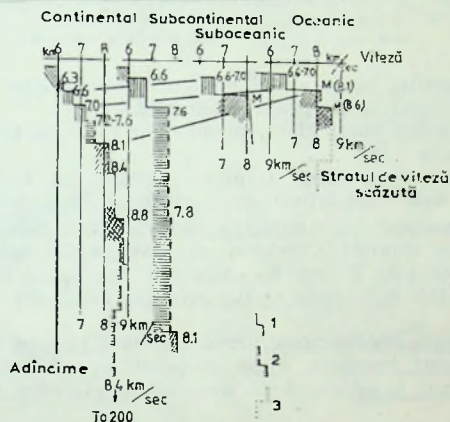


Fig. 15. Principalele tipuri de scărcă (după Drake și Kosmyskaia, 1969):

1 - date de seismo-sondaje adînci; 2 - date seismologice; 3 - stratul de viteză scăzută presupus

o consecință a celor menționate, în timp ce variațiile chimice în cuprinsul litosferci pot fi foarte importante, astenosfera are foarte probabil o constituție chimică omogenă. Grosimea litosferci variază între 50—70 km (sub oceane) și 100—150 km (sub continente), în timp ce astenosfera ajunge, sub litosferă, pînă la adîncimea de 700—900 km. Caracterul rigid al litosferci în raport cu astenosfera îi conferă particularitatea de a transmite compresiunile și permite deplasarea primeia deasupra celeilalte. Pe de altă parte, acest caracter al litosferci o poate echivala, în linii mari, tectonosferci (Scheidegger, 1982), adică pături în care se produc deformări tectonice.

(2) Suprafața globului este împărțită în mai multe plăci litosferice care pot fi: 1) numai continentale, 2) în parte continentale, în parte oceanice sau 3) numai oceanice (caracterul continental sau oceanic al litosferci este determinat de caracterul crustei pe care o are) (fig. 16). Limitele (marginile) unei plăci pot fi de două feluri:

— divergente, ca în cazul ridgeurilor (crestelor) oceanice, în lungul cărora plăcile tind să se depărteze și în același timp se regenerează prin formare de crustă oceanică nouă;

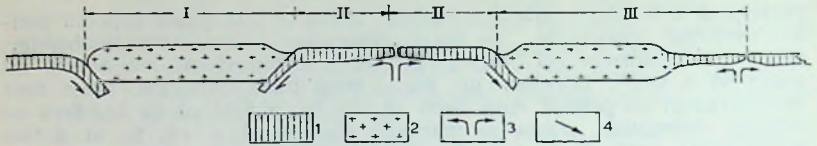


Fig. 16. Principalele tipuri de plăci:

I - exclusiv continentală; II - exclusiv oceanică; III - continentală și oceanică; 1 - crustă oceanică; 2 - crustă continentală; 3 - ridge oceanic; 4 - zonă de subducție.

— convergente, ca în cazul zonelor de subducție în care se produce consum de litosferă (în general oceanică).

În unele cazuri particulare, plăcile pot fi în parte delimitate și de falii transformante.

Expansiunea (spreading) fundului oceanic în lungul ridgeurilor medio-oceanice este compensat de consumul în zonele de subducție.

3. După modelul circumpacific, zonele de subducție au fost asimilate cu planele Benioff. Conform aceluiași model, activitatea magmatică calco-alkalină este legată de existența unui plan (Benioff) de subducție (fig. 17—19). Subducția poate avea loc în condiții diferite (Uyeda, 1982), și anume :

- sub arcuri continentale, după modelul chilian (fig. 17a) ;
- sub arcuri insulare, după modelul japonez (fig. 17b) ;
- sub arcuri insulare, după modelul Marianelor (fig. 17c).

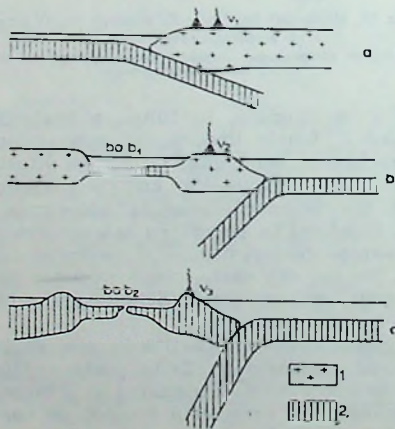


Fig. 17. Principalele tipuri de subducție:  
*a* - modelul chilian; *b* - modelul japonez (cu bazin marginal pasiv); *c* - modelul Marianelor (cu bazin marginal activ);  
 1 - crustă oceanică; 2 - crustă continentală.



Diferența dintre ultimele două tipuri de arcuri insulare constă în faptul că în ultimul subducția se face practic între plăci constituite din litosferă oceanică; o altă diferență este că bazinul back-arc este pasiv în primul caz și activ în al doilea.

Dintr-un alt punct de vedere (Aubouin, 1975), subducția poate fi (fig. 18) frontală sau radicală, această clasificare referindu-se în primul rând la poziția și sensul de înclinare al planului (Benioff) de subducție

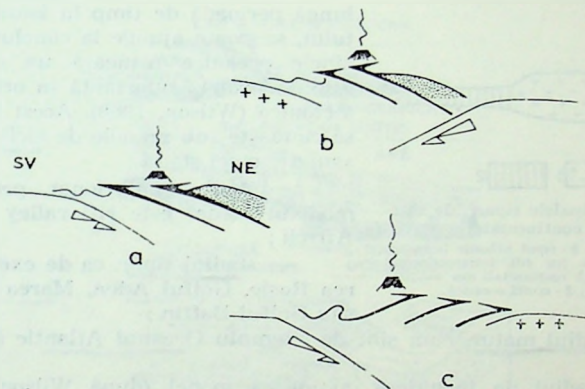


Fig. 18. Schema subducțiilor frontale (a) sau radicale (b,c) (după Aubouin, 1975):

săgeți goale - subducție; săgeți pline - arși; puncte - plinze de obducție (cu ofiolite); cruci - vorland.

în raport cu vergența generală a catenei cutate față de care este considerat.

4. În funcție de caracterul contactului între litosfera oceanică și continentală, există două tipuri de *margini continentale* (fig. 19):

— margini continentale active, de tipul *circumpacific*, în lungul cărora are loc subducția litosferei oceanice sub cea continentală;

— margini continentale pasive, de tipul *atlantic*, în care are loc trecerea de la litosfera oceanică la litosfera continentală.

Primul tip se situează la limita între plăci convergente, iar cel de al doilea tip, în cuprinsul aceleiași plăci. În primul caz, placa sub care are loc subducția este locul unei activități magmatice calco-alkaline (fie de tip arc continental — fig. 17a, fie de tip arc insular — fig. 17c); în cel de-al doilea caz acest tip de magmatism lipsește.

În cadrul marginilor continentale pasive, trecerea de la litosfera de tip oceanic la cea de tip continental poate fi simplă sau poate prezenta aspecte mai complexe (fig. 19c) prin apariția unor rifturi intracontinentale marginale pentru care este caracteristică o litosferă sub-

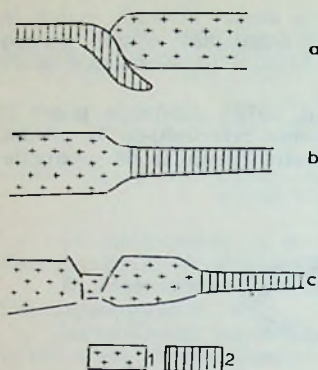


Fig. 19. Principalele tipuri de margini continentale:

a - tipul Pacific, b - tipul Atlantic (simplu);  
c - tipul Atlantic (cu rift intracontinental asociat); 1 - crustă continentală sau subțiată (sub rift); 2 - crustă oceanică.

țiată (și în consecință o scoarță subțiată). De altfel, pentru zona de trecere de la continent la ocean se are în vedere (Drake, Kosminskaya, 1969) existența mai multor tipuri de cruste: continentală, subcontinentală, suboceanică și oceanică.

Acceptînd driftul continental pe o lungă perioadă de timp în istoria Pămîntului, se poate ajunge la concluzia că bazinele oceanice urmează un ciclu care este de primă importanță în orogeneză și tectonică (Wilson, 1968). Acest ciclu, care se cunoaște sub numele de ciclu lui Wilson, are cinci stadii:

— stadiul embrionar, pentru care modelul actual este rift-valley din estul Africii;

— stadiul tînăr, ca de exemplu Marea Roșie, Golful Aden, Marea Norvegiei sau Golful Baffin;

— stadiul matur, cum sînt de exemplu Oceanul Atlantic și Oceanul Indian;

— stadiul de închidere, avînd ca model (după Wilson) Marea Mediterană, Marea Neagră sau Marea Caspică;

— stadiul de cicatrice sau geosutură, marcînd locul oceanelor precedente, ca de exemplu zona Indus în Himalaia, Munții Urali etc.

Este de remarcat că penultimul stadiu al ciclului Wilson, sub aspectul exemplurilor date, este discutabil. În rest, aceste cinci situații în care se poate găsi aria oceanică în evoluția ei sînt valabile și au fost direct sau indirect utilizate în reconstituirile paleotectonice mobilistice, făcute în diferite zone ale catenelor cutate. Ele pot fi grupate, în ultimă instanță, în două perioade de evoluție:

— perioada de expansiune, care grupează primele trei stadii și

— perioada de compresiune, care corespunde ultimelor două.

Ultimul stadiu, cel de cicatrice sau geosutură (sau sutură), căreia trebuie să i se adauge determinantul de „ofiolitică“, aduce cele două margini continentale primare ale fostului ocean în contact direct, situație cunoscută sub denumirea de „coliziune continentală“. Cînd acest proces ajunge la forme paroxistice, se poate vorbi de hipercoliziune continentală.

Cele trei stadii ale perioadei de expansiune sînt caracterizate de însușiri proprii ale crustei și litosferei și, de asemenea, de trăsături particulare ale magmatismului asociat (atunci cînd acesta este prezent).

Stadiul de rift-valley\* este însoțit de formarea unei litosfere subțiate (și a unei cruste subțiate) (fig. 20), iar magmatismul asociat are tendințe alcaline marcate sau este net alcalin.

Avînd în vedere reconstituirile retotectonice realizate pentru diferite lanțuri cutate, mai ales alpine, se poate aprecia că pentru acestea a fost recunoscută o mare parte a elementelor morfologice ale plăcilor tectonice actuale, ca și a proceselor ce însoțesc formarea, consumul și deplasarea lor. Această constatare reprezintă un punct de plecare util

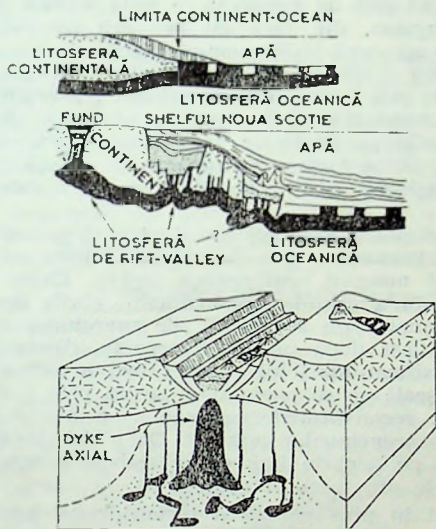


Fig.20. Rift-valleys cu litosfera (crusta) subțiată, situate în interiorul plăcilor continentale (după Burke și Sengor).

în compararea și, pe cît posibil, echivalarea unora dintre noțiunile proprii geotectonicii „clasice“ cu cele ale tectonicii plăcilor.

O problemă de prim interes o constituie întrebarea dacă concepția tectonicii plăcilor respinge sau poate accepta noțiunea de *geosinclinal*. În această dispută considerăm că este important să se plece de la fîdea conform căreia geosinclinalul corespunde zonei mobile din care, prin procese orogenetice (tectogenetice și morfogenetice), rezultă o catenă cutată (catenă orogenetică). În acest context, un geosinclinal ar cuprinde atît porțiuni caracterizate de o crustă de tip oceanic, cît și porțiuni cu

\* Termen ce provine de la grabenele din Africa orientală în care se găsesc marile lacuri africane.



crustă continentală sau intermediară (suboceanică sau subcontinentală). Constituția unităților ce alcătuiesc centurile cutate (sau cel puțin o mare parte a lor) confirmă această premisă. Carpații și în general catena alpină tethysiană constituie un exemplu în acest sens.

Se poate admite deci că noțiunea de geosinclinal, în sensul menționat mai sus, nu este respinsă de principiile tectonicii plăcilor. Tot atât de adevărat este însă că imaginile „clasice” ale geosinclinalului trebuie revizuite în multe detalii.

În primul rând este de remarcat că zona mobilă tethysiană, adică geosinclinalul tethysian, din care au provenit catenele alpine corespunzătoare, nu se situează pe o singură placă, ci se suprapune pe cel puțin două margini continentale majore și înglobează, de asemenea, resturile unuia sau mai multor microcontinente, precum și ale zonei cu scoartă oceanică materializată de suturile ofiolitice. Se poate deduce deci că ariile mobile geosinclinale au o configurație extrem de complexă, înglobând diferite forme morfologice ale plăcilor tectonice, complexitate ce se regăsește și în structura actuală a catenelor cutate ce le corespund.

Modelul geodinamic al zonei mobile tethysiene, mai ales în timpul perioadei de expansiune, este de cele mai multe ori de tipul atlantic, adică cu două margini continentale pasive. Există însă destul de frecvent tendința de a asimila geosinclinalul clasic doar cu trenchul\* situat deasupra zonelor de subducție ale marginilor continentale active, adică la limita a două plăci convergente. Această imagine tinde să simplifice nejustificat morfologia zonei mobile corespunzătoare unei catene cutate, greșeală ce se poate ușor sesiza prin sesiza imaginilor obținute din reconstituirile retrotectonice făcute pentru zonele cutate cu cele ale trenchurilor actuale. De altfel, lărgimea trenchurilor nu atinge nici pe departe lățimea ce trebuie admisă pentru zonele mobile geosinclinale din trecutul geologic.

Un argument în plus pentru o reconsiderare pozitivă a noțiunii de geosinclinal o constituie posibilitatea de a recunoaște în evoluția acestuia (a zonei mobile geosinclinale) etapele ciclului lui Wilson, născut în spiritul concepției tectonicii plăcilor. Această comparație este și mai clară dacă se are în vedere gruparea etapelor din ciclul lui Wilson în cele două perioade menționate mai înainte, și anume de expansiune și de compresiune.

Putem deci considera ca valabilă premisa conform căreia noțiunea de zonă mobilă geosinclinală sau de geosinclinal nu numai că se acordă cu principiile tectonicii plăcilor, dar că acestea din urmă permit o mai completă și mai aprofundată înțelegere a genezei și evoluției sale. Născut în timpul perioadei de expansiune și înglobând porțiuni diferite ale uneia sau mai multor plăci tectonice, geosinclinalul sau zonă mobilă geosinclinală se transformă în catenă cutată în timpul perioadei de compresiune. Și în prima și în a doua perioadă au loc pro-

\* Zonă depresionară conexă ariilor de subducție.

cese al căror mecanism a fost clarificat de tectonica plăcilor (spreading și formarea asociațiilor ofiolitice, riftingul și disecarea marginilor continentale, separarea microcontinentelor, scurtarea crustei prin procese de subducție, obducția unităților cu ofiolite, coliziunea și hipercoliziunea, imbricarea marginilor continentale etc.), procese ce erau avute în vedere în mare parte și în concepțiile geotectonice „clasice“ într-o formă primară sau empirică.

Acordarea și reinterprețarea noțiunii de geosinclinal în raport cu tectonica plăcilor necesită și o reevaluare a elementelor „clasice“ ale geosinclinalului în lumina aceluiași principii.

*Fosa* (sillonul, trogul sau șanțul geosinclinal), care corespunde porțiunilor subsidente ale ariei geosinclinale, poate fi în unele cazuri asimilată cu troncul situat la limita plăcilor convergente. Echivalarea a fost mai des utilizată în cazul foselor ce găzduiesc sedimente de tip flis. Foselor flisului le corespund însă și alte forme morfologice, cum sînt cele de rift valley, de continental slope (povirniș continental) sau de fund oceanic. Noțiunea de fosă (sillon, trog, șanț) geosinclinală devine deci o noțiune descriptivă ce poate corespunde unor condiții genetice diferite și care are ca trăsătură comună existența proceselor de subsidență accentuată care duc la acumularea unor serii sedimentare relativ groase.

Termenul de *rid* sau *haut-fond* poate fi menținut pentru a desemna porțiunile ridicate ce separă sau mărginesc fosetele. El are un caracter descriptiv, întrucît poate corespunde la fel de bine unor elemente ridicate în cuprinsul ariilor continentale sau al celor oceanice.

*Cordiliera*, ca element al ariilor mobile geosinclinale, furnizor de material arenitic sau ruditic, în special pentru fosete cu sedimentare de tip flis, este de cele mai multe ori de apartenență continentală. Nu lipsesc însă dovezile că, în unele cazuri, la alcătuirea cordilierelor iau parte elemente caracterizate de crustă oceanică, ceea ce face necesară intervenția unor procese de compresiune pentru a putea aduce la nivelul de eroziune porțiuni mai mult sau mai puțin întinse de crustă de acest tip. Deci cordilierile pot să fie un produs al perioadei de expansiune din timpul evoluției ariilor geosinclinale, dar pot să apară și în timpul perioadei de compresiune. Desigur că, în afara cordilierelor, sursa materialului arenitic al seriilor de flis se poate situa și pe marginile continentale ale ariilor oceanice sau pe marginile rifturilor intracontinentale, completînd astfel imaginea paleogeografică posibilă pentru diferitele reconstituiri retrotectonice.

O altă problemă care merită să fie analizată este cea a modului cum se împacă principiile tectonicii plăcilor cu *caracterul discontinuu al deformării* (al tectogenezelor), adică trebuie să fie confruntată perioada de compresiune a ariilor geosinclinale cu modelele mobilistice actuale. În fapt, este vorba de a detalia ultimele două stadii ale ciclului lui Wilson, în special închiderea ariilor oceanice și desfășurarea proceselor de coliziune.

Conform modelelor actuale, procesul de subducție este continuu, în măsura în care spreadingul care îl determină este continuu. Desi-

gur că se poate admite și o relație directă între viteza (sau intensitatea) spreadingului și cea a subducției corespunzătoare, care ar putea varia astfel în limite largi. În acest context este important să se reamintescă faptul că momentele de deformare (de tectogeneză) nu privesc numai ariile cu crustă de tip oceanic, ci în aceeași măsură și pe cele cu crustă continentală. Este deci vorba de un proces mai complex care nu poate fi asimilat simplist numai cu cel al subducției litosferei oceanice. Un alt element care trebuie avut în vedere se referă la faptul că, în conformitate cu modelele retrotectonice, deformarea ariilor continentale din cuprinsul zonelor mobile geosinclinale are loc și înaintea atingerii stadiului de coliziune continent-continent. În aceeași măsură este de remarcat și faptul că obducția unităților ce provin din diferite porțiuni ale unei arii cu crustă oceanică poate avea loc în momente diferite și că ele pot avea vergențe contrarii. Complexitatea proceselor de tectogeneză este subliniată și de faptul că cele două margini continentale ale unei zone oceanice pot fi deformate în perioade de timp diferite, înainte de a se ajunge la coliziune.

În sfârșit, nu trebuie pierdut din vedere faptul că există numeroase situații actuale în care procesele de subducție nu sînt legate de deformări tectogenetice de compresiune. Din contră, în cuprinsul plăcii situate deasupra planului Benioff se dezvoltă un sistem de grabene de distensie (Marea Egee, Filipine, Mariane etc.).

Enumerarea situațiilor în care se produce deformarea discontinuă a unei arii mobile geosinclinale (situații care sînt conforme cu modelele retrotectonice stabilite pentru catenele cutate) arată că procesele de închidere a acestor arii sînt mult mai complexe decît modelul actual al zonelor de subducție de la limita plăcilor convergente.

Referindu-ne la aria mobilă tethysiană, care interesează în primul rînd analiza geotectonică a Carpaților, apare clar faptul, subliniat de majoritatea lucrărilor de profil, că închiderea acestei arii geosinclinale este indirect legată de deschiderea Oceanului Atlantic. Sprea-dingul atlantic nu a produs doar consumul litosferei oceanice din domeniul Tethys, ci o complexă deplasare mutuală a plăcilor euro-asiatică și africano-arabă, precum și a microplăcilor situate între ele. Aceste deplasări s-au putut conjuga în anumite momente în așa fel încît să ducă la realizarea unor mișcări de compresiune care să reprezinte momentele de tectogeneză. Dacă un asemenea model poate să explice într-o oarecare măsură episodicitatea deformărilor în centura cutată tethysiană, frapează în orice caz constatarea că la scara globului momentele de maximă dezvoltare a compresiunilor sînt mai mult sau mai puțin sincrone pentru un anumit interval de timp, indiferent de lanțul cutat la care se face referirea.

S-ar putea ca accelerarea bruscă și de scurtă durată la scara globului a mișcării plăcilor să fie o cauză a episodicității, dar și a sincronismului relativ al momentelor de tectogeneză. Ipoteza trebuie, fără îndoială, să fie verificată.



Indiferent de contextul în care este privită legătura ce se poate stabili între caracterul episodic al deformării și principiile tectonicii plăcilor, se poate de pe acum conchide că :

— legătura este încă incomplet stabilită ;

— închiderea ariilor mobile geosinclinale în sacade corespunzătoare momentelor de tectogeneză este mai complexă decât modelul zonelor de subducție situate la marginea a două plăci convergente ;

— sincronismul relativ al momentelor de tectogeneză, înregistrat la scara globului, necesită intervenția în dinamica plăcilor a unor factori comparabili ca scară și intensitate.

În ultima instanță, tectonica plăcilor nu a reușit încă, mai mult decât o altă teorie geotectonică, să explice episodicitatea deformării (a tectogenezelor) a cărei realitate este evidentă.

O a treia problemă interesantă, care confruntă noțiuni cunoscute din geotectonica „clasică“ cu principiile tectonicii plăcilor, este cea privitoare la *scurtarea crustei* în ariile ocupate de catenele cutate. Această problemă este strins legată și clar evidențiată de marile procese de șariaj care au fost recunoscute în toate catenele cutate, mai ales în cele alpine. Din acest motiv, o trecere în revistă a principalelor tipuri de pinze nu este lipsită de interes.

În cadrul unei anumite catene cutate, pinzele nu sînt de același tip și nici de aceeași vîrstă. Totuși, cu excepția pinzelor de decolare gravitațională pură, foarte rare de altfel, fenomenul de șariaj, indiferent de tipul său, este însoțit de o scurtare corespunzătoare a scoarței zonei mobile geosinclinale din care provine pinza respectivă. Analiza raporturilor mutuale dintre geneza și, implicit, tipul pinzelor și procesul de scurtare a scoarței (continentale, intermediare sau oceanice) conduce la o posibilă distingere a modalităților scurtării scoarței.

Deși există și alte criterii pentru a clasifica pinzele vom lua în considerare acela pe baza căruia se disting două grupe mari — pinzele de soclu și pinzele de cuvertură —, întrucît sub acest aspect se poate stabili mai ușor o legătură între acestea, tectonica plăcilor și scurtarea crustei.

*Pinzele de soclu* cuprind în constituția lor subasmentul zonei mobile geosinclinale, în timp ce pinzele de cuvertură sînt pinze constituite exclusiv din depozite sedimentare, aparținînd ariei mobile corespunzătoare, dar lipsite de clemente ale subasmentului (continental sau oceanic).

Pinzele de soclu se pot prezenta în situații diferite, după modul în care determină :

— remobilizarea esențială a soclului, producînd o deformare substanțială și evidentă a acestuia sau

— forfecarea soclului ariei mobile geosinclinale (continental sau oceanic), fără o remobilizare generală a acestuia.

Cele mai frecvente pinze de soclu prin forfecare sînt cele care provin din ariile de soclu continental, ele fiind de altfel și cele mai reprezentative pentru acest tip de pinze. Pinzele de soclu ce provin din

domeniile care au avut scoarță de tip oceanic sînt cele care pot fi caracterizate ca *pinze de obducție*. În acest caz, unitățile șariate sînt constituite din formațiuni ofiolitice cărora li se asociază sau care sînt acoperite de formațiuni sedimentare; la limită, unele pinze de obducție pot fi constituite mai ales din formațiuni sedimentare (desprinsе de pe soclul oceanic), fapt care le poate apropia destul de mult de pinzele de cuvertură.

*Pinzele de cuvertură* sînt constituite numai din formațiuni sedimentare, dezlipite de pe subasamentul lor primar și deplasate peste arii „străine”, adiacente zonelor în care s-au sedimentat. După mecanismul care le-a generat, pinzele de cuvertură pot fi de forfecare sau de decolare. Pinzele de cuvertură prin forfecare se pot diviza, la rîndul lor, în pinze de forfecare primară (cînd secvențele sedimentare sînt detașate de soclul lor primar, fără a fi în prealabil cutate) sau de forfecare subsecventă (cînd detașarea de soclul primar este precedată de procese de cutare). De asemenea, pinzele de decolare se pot diferenția după cum decolarea este determinată de compresiune sau de alunecare gravitațională. Între cele patru tipuri de pinze de cuvertură există și combinații complexe. Această complexitate a pinzelor de cuvertură este o dovadă destul de clară a complexității procesului sau a proceselor care le generează. Există adesea o convergență, dar și o adăugare a modalităților după care pinzele de cuvertură sînt puse în loc. Această adăugare poate să rezulte dintr-o succesiune de procese diferite ce se manifestă în momente diferite sau prin combinarea efectelor mai multor procese, în același moment.

Una dintre problemele esențiale pentru pinzele de cuvertură este aceea de a determina natura soclului lor primar de pe care au fost detașate. Adesea această determinare are o soluție indirectă, iar uneori discutabilă.

În marea majoritate a cazurilor, pinzele, indiferent că sînt de soclu sau de cuvertură, sînt legate de momente tectogenetice de compresiune. De aici decurge și legătura importantă ce se poate face între existența pinzelor și procesul de scurtare a crustei.

Bilanțul ce se poate face între lărgimea ariilor mobile geosinclinale și cea a catenelor cutate ce rezultă prin deformarea primelor și, în primul rînd, prin generarea pinzelor arată că scurtarea crustei este indubitabilă și că ea poate să aibă loc prin modalități diferite, și anume:

- scurtarea crustei prin consum și
- scurtarea crustei prin forfecare.

Scurtarea crustei prin consum este argumentată cu multiple dovezi de tectonica plăcilor. Este vorba de consumul crustei oceanice prin procese de subducție. Sub o formă empirică și fără a se face o deosebire calitativă, acest fenomen al consumului de crustă a fost sesizat de multă vreme și a condus la crearea termenului de „*verschlukung*” (Ampferer, 1906; Kraus, 1956) sau de „*succion*”, adică de înghițire; el era aplicat, fără deosebire, la crusta continentală sau la cea oceanică.

Posibilitatea existenței proceselor de consum prin subducție fiind în funcție de constituția și, implicit, de densitatea litosferei care se sub-

duce, mecanismul poate fi aplicat, pină la un punct, și ariilor care au fost caracterizate de o crustă (litosferă) subțiată (suboceanică). Mai greu își găsește explicația, în cadrul tectonicii plăcilor, procesul de scurtare pentru crusta continentală.

Necesitatea acceptării scurtării cruste continentale este determinată de realitatea structurii actuale a unora dintre segmentele catenelor cutate, alpine sau mai vechi. Existența pinzelor de soclu continental, pentru care deplasări pe orizontală de ordinul a 60—100 km sînt evidente, impune căutarea unui mecanism care să explice convenabil reducerea destul de importantă a lățimii inițiale a ariei deformate. Tocmai în această direcție tectonica plăcilor oferă puține soluții și în primul rînd subliniază dificultatea consumului de crustă continentală. Pentru a încerca o explicație în acest caz, se pot avea în vedere mai multe posibilități :

— decaparea cruste continentale de pătura sa granitică ce este antrenată în pinzele de soclu, consumarea doar a păturii bazaltice în conformitate cu modelul subducției și îngroșarea scoarței continentale prin îngrămădirea pinzelor de soclu la partea ei superioară (fig. 21a) ;

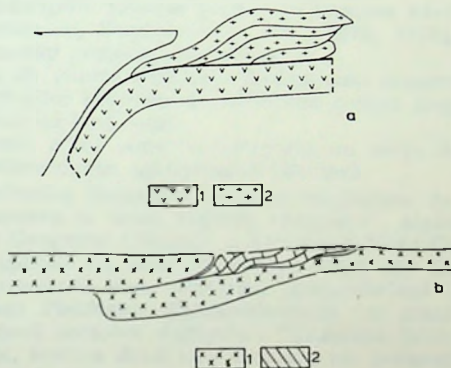


Fig.21. Principalele moduri de scurtare a cruste continentale:

a - prin desprinderea și consumul păturii bazaltice; 1 - pătura bazaltică; 2 - pătura granitică; b - prin îngroșarea cruste la partea inferioară 1 - crustă continentală; 2 - pinze de șariaj.

— îngroșarea cruste continentale prin dublarea ei la partea inferioară (fig. 21b), însoțită de îngrămădirea prin forfecare succesivă a părții superficiale a scoarței în pinze de șariaj.

Indiferent de ipoteza aleasă, procesul scurtării cruste continentale rămîne o chestiune încă deschisă, mai ales atunci cînd nu este vorba de pinze de soclu, ci de pinze de cuvertură detașate de pe crusta de tip continental.



Pentru a completa analiza diferitelor modalități de scurtare a crustei trebuie să se aibă în vedere și procesul de scurtare prin etirare (étirement). Deși acest proces n-a fost decât rarori invocat, el poate eventual explica în multe situații scurtarea crustei ariilor mobile geosinclinale. El se realizează în zone situate între două porțiuni de crustă care suferă translații mutuale orizontale și de sens invers. Acest cuplu de forțe produce în zona avută în vedere o disociere tectonică a unor elemente ce se dispun în culise sau se succed în sensul alungirii zonei direcțional și al scurtării ei în sens transversal. Acest tip de scurtare a crustei poate să completeze sau să se conjuge cu unul din cele două amintite mai înainte, prin consum sau prin forfecare.

Indiferent de tipul de scurtare a crustei, fenomenul este prezent în toate catenele cutate, iar adaptarea lui la principiile tectonicii plăcilor conduce la explicarea unei părți a posibilităților realizării sale. Și în acest domeniu mai rămân încă unele semne de întrebare care necesită investigații suplimentare.

## UNITĂȚI GEOTECTONICE MAJORE

Modalitățile de divizare geotectonică a unui anumit teritoriu și în aceeași măsură a teritoriului României diferă în funcție de modelul geotectonic care este adoptat și de punctul de vedere din care sînt privilegiate elementele principale ce trebuie evidențiate.

Urmînd principiile folosite pentru întocmirea hărților tectonice ale României (Dumitrescu, Săndulescu, 1969, 1970, 1976), se pot distinge două tipuri de unități geotectonice majore :

— regiuni de cutare (catenele cutate) sau orogene, adică zone de aflorare a structurilor generate în diferitele cicluri orogenice și care au ajuns să constituie un lanț cutat ;

— platforme, adică zone ce comportă un soclu deformat, acoperit de o cuvertură discordantă, aproximativ tabulară.

Pentru teritoriul României, această modalitate de divizare a condus la recunoașterea a două regiuni orogenice : alpină și cadomiană. Prima cuprinde Orogenul Carpatic și Orogenul Nord-Dobrogean, iar cea de a doua corespunde cu zona șisturilor verzi din Dobrogea centrală. Platformele recunoscute sînt platforma precambriană (Platforma Europei Orientale sau Platforma Moldovenească) și platforma paleozoică, care cuprinde două sectoare distincte : Platforma Scitică și Platforma Moesică. De fapt, acestea două sînt sectoare ale aceleiași platforme consolidate în Paleozoicul superior, dar au avut o evoluție relativ diferită, fapt care ar justifica, în parte, tratarea lor ca elemente distincte.

Un dezavantaj al modalității de divizare menționate mai sus este acela că zona șisturilor verzi, care de fapt reprezintă o zonă relativ mică de aflorare a subsolului Platformei Moesice, apare de rang egal cu Orogenul Nord-Dobrogean și mai ales cu cel Carpatic, care sînt orogene bine individualizate, cu limite relativ clar marcate.

Dezavantajul menționat mai sus ar putea fi eludat, distingînd ca unități geotectonice majore ale teritoriului românesc :

- regiuni orogenice alpine și
- cratone prealpine.

În acest mod, orogenele carpatice și nord-dobrogeane ar face parte din prima categorie, iar cele trei platforme (inclusiv aria de aflorare a

regiunii orogenice cadomiene), din cea de a doua. Această modalitate ar reprezenta inconsecvența alăturării noțiunii de regiune orogenică pe cea de craton. În fapt, regiunea orogenică este antonimul platformei, în timp ce cratonul este antonimul geosinclinalului. Deși imperfectă, această a doua modalitate are avantajul, oarecum scolastic, de a putea prezenta omogen alcătuirea Platformei Moesice, indiferent că soclul ei aflorază sau nu.

O altă modalitate de divizare geotectonică ar putea să țină seama de principiile tectonicii plăcilor. Sub acest aspect ar trebui ca elementele geotectonice majore să fie reprezentate de: plăcile continentale (mai precis, unitățile structurale rezultate din acestea) și plăcile oceanice (adică unitățile structurale rezultate din acestea). Ar trebui recunoscute marginile continentale și limitele zonelor de subducție. Toate aceste elemente ar trebui să se refere la perioada de timp corespunzătoare ciclului alpin.

Dacă s-ar adopta această a treia modalitate de divizare geotectonică a teritoriului României, Orogenul Carpatic și-ar pierde sensibil din omogenitate, întrucât în cuprinsul lui se recunosc atât elemente aparținând suturii majore tethysiene (deci a oceanului din care ea provine), cât și unități ce provin de pe cele două margini continentale ale acesteia..

În lucrarea de față vom adopta un compromis între primele două modalități de divizare, distingînd, pe de o parte, orogene alpine și, pe de altă parte, platforme prealpine (care includ și aria de aflorare a regiunii de cutare cadomiană).

## PLATFORME PREALPINE

În limitele teritoriului românesc se regăsesc, în proporții diferite, arii aparținînd la două regiuni de platformă recunoscute la scara Europei :

- platforma veche precambriană și
- platforma tînără paleozoică.

Vîrsta acestor platforme este determinată de vîrsta consolidării soclului lor și implicit de momentul înglobării în ariile cratonice continentale.

Platforma veche precambriană, cunoscută în Europa sub numele de Platforma Europei Orientale (Harta tectonică internațională a Europei, ediția I, 1964), este cunoscută pe teritoriul românesc, cel puțin în ultimul timp, sub numele de Platforma Moldovenească. În decursul timpului, diferiți autori au mai întrebunțat pentru această unitate denumirile de „Platforma Podolică“ sau „Platforma Rusă“. Marginea actuală a Platformei Moldovenești este marcată de extinderea, pe sub cuvertura sa sedimentară, a soclului cristalin precambrian. Natura acestei limite



pare a fi diferită în lungul marginii platformei, problemă asupra căreia se va reveni cu amănunte într-un capitol următor. Menționăm doar că pe teritoriul țării noastre marginea Platformei Europăi Orientale marchează o acuzată schimbare de direcție, de la aproximativ NNV-SSE la cea E-V.

Platforma tinăra paleozoică corespunde, în linii mari cu ceea ce Stille (1924) a denumit „Mezoeuropa“. Pe hărțile tectonice ale României (Dumitrescu et al., 1962 ; Dumitrescu, Săndulescu, 1970, 1976) ea a fost separată sub denumirea de Platforma Epihercinică, subliniindu-se în acest mod că teritoriul respectiv și-a cîștigat starea de craton, alipindu-se platformelor mai vechi în Paleozoicul superior. În fapt, platforma tinăra paleozoică înglobează, în cuprinsul ariei cutărilor hercinice, masive consolidate (cratonizate) mai vechi. Așa de pildă este Masivul Breton. Masivul Central Francez (sau cel puțin o parte a acestuia). Masivul Bohemiei etc. sau, în limitele teritoriului românesc, Platforma Moesică, pentru care, prin comparație, ar fi mai potrivită denumirea de Masiv Moesic. Această heterogeneitate a platformei tinere paleozoice creează, din punctul de vedere al divizării geotectonice a teritoriului României, unele confuzii. Principala confuzie este determinată de faptul că platforma paleozoică include două sectoare cu evoluții geotectonice diferite, care privitye într-un context restrîns ar putea să fie considerate două platforme diferite, cum au și fost de cele mai multe ori : Platforma Moesică, al cărei soclu are o vîrstă cel puțin precambriană și foarte probabil precambriană, și Platforma Scitică, al cărei soclu este de vîrstă hercinică sau caledonian-hercinică. Menținem denumirea de platformă pentru aceste două sectoare ale mării platforme paleozoice, deoarece și alte porțiuni ale ei au denumiri proprii (ca de exemplu, Platforma Europei Centrale sau Platforma Iberică, deși ca și primele, sînt doar părți ale unui întreg.

Platforma Scitică se mărginește direct cu Platforma Europei Orientale, înconjurînd-o pe la vest și sud. Ea corespunde areal cu ceea ce se cunoaște sub denumirea de „Depresiune Predobrogeană“ care înglobează și Depresiunea Bîrladului și se continuă spre nord-vest, fiind în întregime acoperită prin șariaj de pînzele externe din Carpați (în speță, pînza subcarpatică și pînzele flișului). Spre sud, Platforma Scitică se mărginește în parte cu Orogenul Nord-Dobrogean și în parte — atunci cînd acesta din urmă dispăre ca atare cu Platforma Moesică. Asupra problemelor și naturii acestei triple conjuncții se va reveni cu amănunte suplimentare.

Platforma Moesică se dezvoltă la sud și sud-vest de falia Pece-neaga-Camena și de prelungirea acesteia spre nord-vest, pe sub depozitele avanfosei și ale pînzelor flișului. Boncev (1947) este cel care a introdus denumirea de Platformă Moesică, în care înglobează, în afara Cîmpiei Române, și platoul prebalcanic și Dobrogea de nord. Mai tîrziu, Băncilă (1958) restrînge Platforma Moesică la aria situată la sud de falia Capidava-Canara, în timp ce Grigoraș (1961) cuprinde în Platforma Moesică doar Cîmpia Română, excluzînd în întregime Dobrogea. Dumi-

trescu și Săndulescu (1968b) situează Platforma Moesică în limitele ei actuale, adică la sud de falia Peceneaga-Camena, considerînd-o (sub denumirea de „Blocul Moesic”) o parte a platformei epihercinice.

Platforma Moesică prezintă două sectoare separate de o fractură importantă numită falia intramoesică; la nord și la est de aceasta, sectorul dobrogean, la sud și la vest de ea, sectorul valah. Pe teritoriul bulgar se dezvoltă aproape în exclusivitate sectorul de la sud de falia intramoesică, ceea ce ar putea explica unele aparente nepotriviri în interpretarea de către geologii din Bulgaria a vîrstei soclului platformei. Atît în partea sudică a Carpaților Orientali, cit și pe marginea sudică a Carpaților Meridionali, Platforma Moesică este acoperită de șariajele alpine. Ea se prelungește și pe șelful continental al Mării Negre, cuprinsă și aici între cele două catene alpine, ca și în lungul transversalei litoralului româno-bulgar, adică între Orogenul Nord-Dobrogean, la nord (respectiv, prelungirea faliei Peceneaga-Camena pe șelf) și Orogenul Balcanic, la sud.

## OROGENELE ALPINE

În raport cu platformele (sau cu cratonele) prealpine (Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970), cele două orogene alpine ce se pot recunoaște pe teritoriul României se găsesc în două poziții diferite:

- Orogenul Carpatic cu o poziție pericratică;
- Orogenul Nord-Dobrogean cu o poziție intracratică.

1. **Orogenul Nord-Dobrogean** are o poziție intracratică în raport cu platforma paleozoică. El se situează la nord de falia Peceneaga-Camena și provine în fapt din remobilizarea unei părți a Platformei Scitice. Acest fapt, ca și neglijarea importanței tectonicii alpine în Dobrogea de nord, a determinat pînă la un moment dat încadrarea orogenului la regiunile orogenice hercinice (Muratov, 1964) sau considerarea lui ca un geosinclinal hercinic relict (Stille, 1953; Dumitrescu et al., 1962) cu o dezvoltare particulară, prelungită pînă în Triasic.

În cuprinsul Orogenului Nord-Dobrogean se pot distinge trei unități tectonice: pinza de Măcin, pinza de Niculițel și pinza de Tulcea. Între acestea există raporturi de încălcare mai mult sau mai puțin importante, vergența lor fiind spre Platforma Scitică. De aceasta din urmă, Orogenul Nord-Dobrogean este delimitat de o falie importantă — falia Sfintu Gheorghe.

Orogenul Nord-Dobrogean, intracratic, se prelungește pe șelful continental al Mării Negre și se racordează — după o serie de falii de decroșare senestră — cu orogenul alpin din Crimeea sudică (Crimeea alpină). Spre nord-vest, orogenul se continuă dincolo de Dunăre și dispăre ca atare, așa cum s-a mai menționat.

2. **Orogenul Carpatic** este dezvoltat pe mai mult de jumătate din suprafața teritoriului românesc. El are o structură extrem de complicată, constituind unul din segmentele cele mai complexe ale Europei alpine. Din acest motiv divizarea geotectonică a Orogenului Carpatic a suferit modificări succesive, în funcție de acumularea datelor privind structura, evoluția și încadrarea sa în modelele geotectonice generale.

Un prim jalon în divizarea geotectonică a Carpaților a fost marcat de distingerea *catenelor dacice* (*chaînes daciennes*) de către Popescu-Voitești (1921, 1929), adică a acelei părți care a rezultat în urma tectogenezelor cretactice. Extinzând diviziunile majore geotectonice distinsse în Alpi, Kober (1931) recunoaște și în Carpați Internide (*Zwischengebirge*), Centralide, corespunzând celei mai mari părți a zonelor interne carpatice, Metamorfide, care ar afla în fereastra Pârîng (de fapt, unitatea danubiană) și Externide, care acopereau zona flișului. Stille (1953) separă: Extenidele, Internidele și Rucklandul (ultimele două suprapunându-se, în linii mari, catenelor dacice distinsse de Popescu-Voitești).

Reluînd și dezvoltînd concepția lui Popescu-Voitești, autorii primei Hărți tectonice a României (Dumitrescu et al., 1962) disting *Dacidele*, ce grupează unitățile carpatice cu tectogeneză cretacică și care se suprapun zonelor interne sau Internidelor carpatice; și *Moldavidele*, cu tectogeneză neogenă, corespunzînd zonelor externe sau Externidelor carpatice. Pe această hartă este delimitată și avanfosa ce cuprinde două zone: o zonă internă cutată (zona subcarpatică) și una externă, necutată și în mare parte suprapusă platformelor din fața Carpaților. Avanfosa a fost separată conform sensului acordat acestei noțiuni de Terrier (1948), Bogdanov (1949) și Belousov (1948). În literatura sovietică, avanfosa carpatică se cunoaște și sub denumirea de Depresiunea Precarpatică, denumire preluată de Grigoraș (1961) care înglobează nejustificat la aceasta Subcarpații, ansamblul zonei flișului și Depresiunea Getică. Dacă s-ar accepta această divizare, ar însemna că de fapt Carpații s-ar restringe doar la zona cristalino-mezozoică și că zona flișului n-ar mai face parte din aria orogenică, ci dintr-o depresiune situată în afara ei, concepție evident eronată.

Recent, avanfosa a fost restrînsă (Săndulescu et al., 1981a, b) în timp și spațiu la unitatea care cuprinde doar molasele neosarmatian-pliocene ce acoperă în parte cele mai externe unități șariate din Carpați (în linii mari aparținînd Moldavidelor și în mică măsură Dacidelor) și formînd mai la exterior o depresiune asimetrică (care corespunde cu zona externă a avanfosci sensu lato, așa cum fusese separată pe cele trei ediții ale Hărții tectonice a României).

O altă unitate geotectonică majoră, grupînd mai multe unități structurale, o reprezintă *Pienidele* (Săndulescu, 1975b). Pentru acestea sînt cunoscute două perioade de tectogeneză principală, cea cretacică (dacidică) și cea neogenă (moldavidică).

Aplicarea conceptului tectonicii plăcilor la structura Carpaților a condus implicit la considerarea, cu mai multă pregnanță, a suturilor ofiolitice (resturi ale vechilor zone oceanice din timpul Mezozoicului).



Au fost distinse două suturi (Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; Rădulescu et al., 1976) sau una singură (Bleahu, 1974). Mai târziu, sutura internă, situată în cuprinsul Dacicilor, a fost separată sub denumirea de Transdiană (Săndulescu, 1980). Ele ar separa Dacicile interne de cele mediane (Săndulescu, 1981). Sutura externă — intracontinentală sau, mai precis, în interiorul marginii continentale europene — corespunde Dacicilor externe. În acest fel domeniul danubian, situat la exteriorul Dacicilor externe, își capătă o individualitate particulară ; el aparține Dacicilor prin tectogeneza sa cretacică, dar are o poziție foarte externă, comparabilă cu a Moldavidelor. Pentru a-l desemna, se poate alege denumirea de Dacide marginale, consecventă cu încadrarea sa în cuprinsul Dacicilor.

Din categoria unităților geotectonice majore ale Carpaților fac parte și cuverturile post-tectonice și depresiunile.

*Cuverturile post-tectonice* au fost reprezentate prima dată pe cea de a doua ediție a Hărții tectonice a României (Dumitrescu, Săndulescu, 1970). Ele au fost considerate (Dumitrescu, Săndulescu, 1969) ca elemente suprapuse unui sistem orogenic corespunzând unor ansambluri de formațiuni esențial sedimentare, de grosimi foarte variabile care acoperă suprafețe mai mari sau mai mici ale Dacicilor mai ales sau ale Moldavidelor. Vârsta lor este diferită în funcție de vârsta tectogenezei principale a sectorului pe care îl acoperă (Săndulescu, 1975 b). Cuverturile post-tectonice, care se pot denumi și *cuverturi post-pinză*, sînt dezvoltate mai ales în zonele interne carpatice, unde au suferit uneori și deformări care, deși în unele arii ajung pînă la mici încălcări, sînt cu mult mai puțin importante decît ale unităților pe care le acoperă.

*Depresiunile* corespund ariilor de subsidență molasică post-tectonică, care și-au păstrat în linii mari contururile inițiale și nu au suferit deformări tangențiale prin compresiune. Cele mai importante depresiuni suprapuse unităților carpatice sînt Depresiunea Transilvaniei și Depresiunea Pannonică : din cuprinsul acesteia din urmă, teritoriului României îi aparține doar marginea sa estică.

În afara marilor depresiuni molasice menționate mai sus, în interiorul Orogenului Carpat se dezvoltă depresiuni intramontane de vârste diferite, unele reprezentînd „golfuri“ ale Depresiunii Pannonice (Munții Apuseni și Banat), altele dezvoltîndu-se independent.

Deși nu reprezintă unități structurale propriu-zise, produsele magmatismului alpin subsecvent, care traversează sau acoperă unitățile cuate ale orogenului carpat, merită să constituie o categorie aparte. Este vorba în primul rînd de produsele magmatismului neogen, dezvoltat practic numai în zonele interne carpatice, dacidice și, pe alocuri, pienidice. Caracterul lui post-tectogenetic este evident. Mai puțin net este caracterul subsecvent al magmatismului banatic (sensu lato). În fapt, este vorba de două grupe diferite de roci magmatice : 1) unele anterioare ultimei tectogeneze ce a afectat aria în cuprinsul căreia aflorează ; 2) altele post-tectogenetice, traversînd sau acoperînd net structurile mai vechi.

Rezumînd cele expuse mai sus în privința divizării geotectonice a Carpaților, se pot distinge (de la interior spre exterior) ;

— Dacidele interne, grupînd unități de proveniență continentală (din punctul de vedere al naturii scoarței primare) ;

— Transilvanidele, reprezentînd sutura ofiolitică majoră din orogenul carpatic (și în același timp sutura majoră tethysiană) ;

— Pienidele, foarte probabil un releu al Transilvanidelor (purtînd însă și urmele unei tectogeneze neogene) ;

— Dacidele mediane, grupînd unități de proveniență continentală (vezi mai sus) ;

— Dacidele externe, corespunzînd unei suturi intracontinentale ;

— Dacidele marginale, în fapt Danubianul ;

— Moldavidele, cu tectogenază neogenă ;

— avanfosa (sensu stricto), cu două zone, internă (cutată) și externă (necutată), ce a funcționat din Bassarabianul superior pînă la sfîrșitul Pliocenului sau chiar pînă în Pleistocenul inferior ;

— depresiunile molasice și cuverturile post-tectogenetice, ca elemente suprapuse elementelor deformatate de principalele tectogeneze carpatice.

## PLATFORME

Platformele situate în vorlandul carpatic sînt constituite din elemente de vîrste și structuri diferite, fiind intersectate oblic (fig. 22) de marginea externă a orogenului carpatic, pe de o parte datorită caracterului larg alohton al unităților carpatice externe (mai ales a celor din zona flișului), pe de altă parte constituției eterogene a platformelor situate în această parte a continentului. Dispozitivul primar al vorlandului a fost complicat și de translații orizontale pe care diferitele sectoare le-au suferit în timpul proceselor de subșariaj.

Platforma cea mai veche din vorlandul carpatic este cratonul sau Platforma Europei Orientale, care vine în contact cu arcul carpatic în sectorul oriental al acestuia. La nord-vest și la sud-est, în vorlandul carpatic se recunosc elemente ale platformei epipaleozoice, tinere, corespunzătoare cu ceea ce a fost denumit de H. Stille MezoEuropa. În raport cu arcul carpatic, în cadrul acesteia din urmă se pot distinge un sector bohemiano-polonez și un sector pontic (Săndulescu, 1975 b).

Sectorul bohemiano-polonez din vorlandul carpatic cuprinde Mășivul Bohemiei și teritoriul situat între acesta și marginea Platformei Europei Orientale. El face parte din unitatea tectonică majoră, denumită pe ultima ediție a Hărții tectonice a Europei Platforma Europei Centrale. Mășivul Bohemiei este constituit din Moldanubicum, înconjurat la exterior (nord, est și sud-est) de catena hercinică, ce cuprinde Sudeții și ansamblul moravo-silezian. Acest ansamblu cu direcție nord-est — sud-vest ar descrie, după Andrusov (1958), un arc strîns la sud de Brno, căpătînd direcția est-vest sub unitățile șariate ale Carpaților.

În vorlandul catenei hercinice se dezvoltă o arie de platformă, constituția și vîrsta căreia fiind controversate. Cel puțin o parte a sub-amentului cutat al acestei arii platformice află în Munții Swietokrzyskie în Polonia, unde formațiunile paleozoice (cambrian-devonian inferioare) sînt cutate în mai multe faze succesive (Znosko, 1964, 1974) (sandomirică în Ordovicianul timpuriu, ardenică și erică) care se încadrează în ciclul orogenetic caledonian. După Znosko (1974), întregul vorland al catenei hercinice, pînă la limita cu Platforma Europei Orientale, ar reprezenta o platformă epicaledoniană pe care o separă sub numele



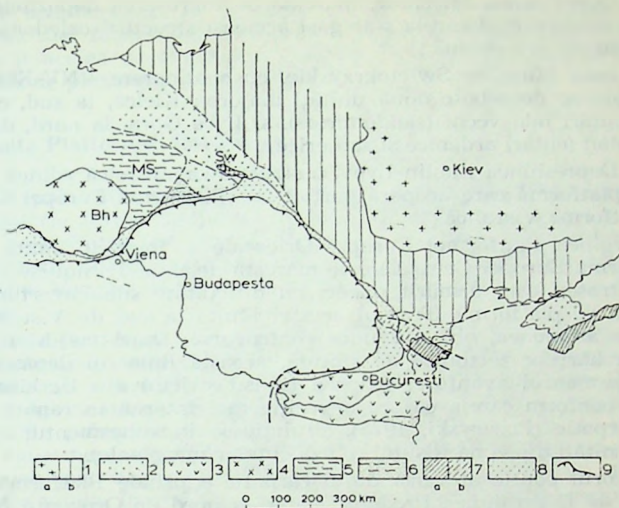


Fig. 22. Unitățile majore ale vorlandului carpatic:

1 - Platforma Europei Orientale (a - Scutul Ucrainian, b - acoperitura platformei);  
 2 - Platforma Europei Centrale și Platforma Scitică; 3 - Platforma Moesică; 4 - Masivul Bohemia;  
 5 - Hercinde moravo-sileziene; 6 - Depresiunea Sileziei; 7 - Orizeul Nord-Dobrogean-Crimea (a - în afloriment, b - acoperit); 8 - avansoa carpatică;  
 9 - sariajele moldavice; MS - Moravo-Silezide; SH - muntii Swietoczkiskie.

de Vistulikum, urmându-l pe Stille (1951). Această platformă a mai suferit deformări și în hercinic, dar reduse ca amploare și nu foarte răspândite areal (Pozaryski, 1973; Znosko, 1974). Pentru alți autori (Pozaryski, 1973), vorlandul Sudeților are în cea mai mare parte un soclu epibaicalian, remobilizat, mai ales în horsturi și grabene, atât în timpul ciclului caledonian, cât și în cel hercinic.

Dintre elementele Platformei Vistulice, care se găsesc în apropierea marginii nordice a Carpaților (fig. 22) și care au importanță pentru corelările ce se pot face cu sectorul pontic, sînt de menționat (de la vest spre est) :

— Bazinul Sileziei superioare, constituind avansoa hercinică a ansamblului moravo-silezian, în subasamentul căreia se găsește un masiv cristalin (cu gnaise și granite) precambrian sau paleozoic inferior;

— „ramura“ (sau virgația) cracoviană, orientată nord-vest — sud-est, urmărind marginea nord-estică a bazinului menționat mai sus și fiind constituită din structuri imbricate de formațiuni cristaline și sedimentare cambrian-siluriene, aparținînd Platformei Vistulice, (Znosko, 1974) ;

— Depresiunea Miechow, marcată de îngroșarea depozitelor mezozoice, în subsasmentul căreia s-ar găsi aceleași structuri caledoniene și ca și în „ramura” cracoviană ;

— zona Munților Swietokrzyskie, cu o orientare VNV-ESE, în cadrul cărora se deosebesc două unități majore : Kielce, la sud, caracterizată de cutări mai vechi (sandomirice), și Lysa Gora, la nord, deformată în Devonian (cutări ardenice și/sau erice) ;

— Depresiunea Lublin-Lvov, o structură mezozoică adică a acoperiturii de platformă care acoperă parțial atât Platforma Europei Orientale, cit și Platforma Vistulică.

Marginea Platformei Europei Orientale și implicit limita acesteia cu Platforma Europei Centrale este marcată de linia Tornquist-Teyssere, al cărui traseu este urmărit uneori cu dificultate sub acoperitura mezozoică de platformă. Traseul acestei limite la sud de Vistula a constituit, de asemenea, obiectul unor controverse. După majoritatea autorilor și a hărților tectonice de sinteză, această linie nu depășește, spre vest, subsasmentul avansului extern (sensu stricto) din Ucraina. Există și opinia conform căreia ea are o poziție mai internă în raport cu Orogenul Carpatic (Pozaryski, 1975), situându-se în subsasmentul celei mai externe unități din zona flișului (pinza cutelor marginale).

Sectorul pontic al varlandului carpatic cuprinde Platforma Scitică, acoperită de Depresiunea Predobrogeană, la nord de Orogenul Nord-Dobrogean (alpin) și Platforma Moesică, la sud de acesta. Analiza structurii acestor elemente tectonice majore se va face cu mai multe detalii în capitole separate, în care se vor prezenta și posibilitățile de corelare cu sectorul bohemiano-polonez. La exteriorul Platformei Europei Orientale se situează și elementele din sectorul pontic al Platformei epipaleozoice.

## PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ

Porțiunea din varlandul carpatic, denumită actualmente Platforma Moldovenească este o parte a ariei cratonice foarte întinse, și anume a Platformei Europei Orientale, care ocupă mai mult de jumătate din suprafața continentului, fiind numită din acest motiv și subcontinentul est-european (Hamilton, 1970). Subsasmentul ei, cutat și metamorfozat, străbătut de granite, aflorează în Scutul Baltic, în Scutul sau Masivul Ucrainean, în antecliza Voronej și în câteva puncte în Bielorussia ; el este de vîrstă anterioară Rifeanului superior sau cel puțin Vendianului, consolidarea lui fiind în cea mai mare parte careliană sau, pe alocuri, gothiană.

Platforma Moldovenească este situată la vest și sud-vest de Scutul sau Masivul Ucrainean, ale cărui formațiuni se găsesc în soolul ei, sub

cuvertura sedimentară. În literatura românească, pentru această platformă s-au mai folosit denumirile de Platforma Podolică sau Platforma Rusă, ca și acelea de Platforma Europei Orientale, platforma epiproterozoică sau de platforma epialgomiană.

### Limita Platformei Moldovenești

Principala dificultate care privește Platforma Moldovenească și care se înscrie într-o problemă mai generală este aceea a stabilirii marginii sale. Datele pe care le deținem cu privire la platforma de pe teritoriul țării noastre sînt insuficiente pentru rezolvarea acestei probleme, fiind necesar să se facă apel și la cele cunoscute în teritoriile învecinate.

Punctul de plecare în abordarea acestui subiect îl constituie, fără îndoială, premisa conform căreia cuvertura Platformei Europei Orientale — deși și a porțiunilor ei externe, cum este Platforma Moldovenească — debutează cu formațiuni rifean superioare sau vendiene, urmate de cele paleozoice și mai tinere. În consecință, arii de platformă al căror subasment a suferit tectogeneze cadomiene (baicaliene) sau mai noi (caledoniene, hercinice) nu trebuie să fie înglobate la Platforma Europei Orientale. În stabilirea mai precisă a limitei între soclurile platformelor de diferite vîrste există unele greutăți mai ales datorită faptului că ele sînt acoperite fie de formațiuni paleozoice sau mezozoice groase, fie de șariajul pinzelor alpine din Carpații Orientali. Densitatea și adîncimea forajelor care au întîlnit subasmentul platformelor în discuție joacă un rol hotărîtor în rezolvarea problemei.

Pe teritoriul României, în mai multe foraje de la est de Prut (Iași, Nicolina, Todireni, Bătrînești) există dovezi că soclul Platformei Moldovenești este de tipul Masivului Ucrainean cel puțin pînă la falia Siretului (fig. 23). La vest de aceasta a fost separată (Visarion, Săndulescu, 1981) o zonă (blocul Rădăuți-Pășcani) pentru care natura și vîrsta soclului constituie încă o problemă deschisă. Ea este limitată de două fracturi, la est de falia Siretului și la vest de falia Solca. În cuprinsul acestei zone, sub depozitele mezozoice s-au întîlnit în mai multe foraje (Rădăuți, Suceava, Horodniceni, Liteni, Bosancea, Preuțești) formațiuni paleozoice asemănătoare celor din cuvertura Platformei Moldovenești (Paraschiv, Paraschiv, 1978; Pătruț, 1982). Luînd deci în considerare numai caracterile cuverturii, s-ar putea admite că platforma se întinde pînă la falia Solca.

Corelînd cele două fracturi care mărginesc blocul Rădăuți-Pășcani cu elemente similare, descrise la nord de teritoriul țării, în Ucraina (Gluško — edit., 1980), se poate constata că falia Siretului corespunde faliei Ustilug-Rogatin și că falia Solca are aceeași poziție cu falia Rava Ruska, aceasta mărginînd la est o zonă în care formațiunile paleozoice inferioare sînt cutate împreună cu subasmentul cadomian. Rezolvarea problemei s-ar găsi astfel mai la nord, fără a fi pe deplin soluționată,



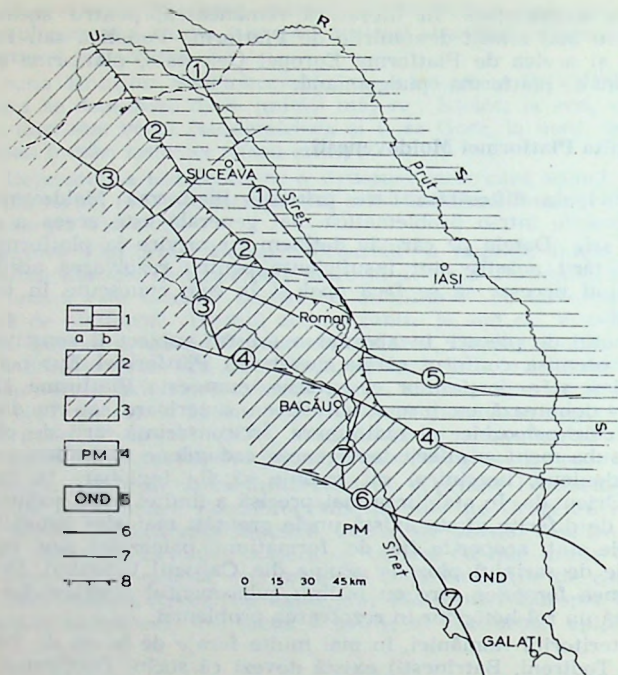


Fig. 23. Schița tectonică a vorlandului carpatic din Moldova (după Săndulescu și Visarion, 1981):

1 - Platforma Europei Orientale (Moldovenească) (a - blocul Rădăuți-Pășcani; b - aria podolo-moldavă); 2 - platformele Scitică și a Europei Centrale; 3 - prelungirea Depresiunii Miezov; 4 - Platforma Morsică (PM); 5 - Orogenul Nord-Dobrogean (OND); 6 - fracturimajore; 7 - falii; 8 - front de șaraj. (1) - falia Siretului (Ustilug-Rogatini); (2) - falia Solea (Rava Ruska); (3) - falia Cimpulung Moldovenească-Bieaz; (4) - falia Bistriței; (5) - falia Vaslui; (6) - falia Trotușului; (7) - falia Peceneaga-Camena.

căci între autorii sovietici există divergențe privind plasarea marginii Platformei Europei Orientale. Unii (Dickenstein et al., 1975) consideră că marginea platformei se situează pe linia Rava Ruska, ce ar face parte dintr-un lineament mai important, materializat de linia Tornquist-Teyssere, corespunzător al lineamentului balto-podolic (Stille, 1924); alți autori (Gluško — edit., 1980) consideră că falia Ustilug-Rogatini reprezintă marginea Platformei Europei Orientale și că între aceasta și falia Rava Ruska se dezvoltă o arie în care soclul platformei este epibaicalian (epicadomian) (fig. 24). Acceptând prima ipoteză, blocul Rădăuți-Pășcani aparține, fără îndoială, Platformei Moldovenești; urmînd pe a doua, el

ar face parte dintr-o platformă mai tânără. Faptul că până în prezent prin forajele efectuate în cuprinsul acestui bloc nu s-a ajuns până la formațiunile mai vechi decât Paleozoicul inferior împiedică soluționarea definitivă.

Se poate deci admite că pe teritoriul României Platforma Moldovenească — și implicit Platforma Europei Orientale — se întinde spre vest până la falia Siretului; apartenența blocului Rădăuți-Pășcani la această platformă este posibilă, dar nu este evidentă.

Stabilirea limitei sudice a Platformei Moldovenești nu este mai puțin complicată.

La est de Siret se pot urmări două fracturi importante, orientate vest-est: falia Vaslui și falia Bistriței (fig. 23). Prima reprezintă marginea nordică a unei trepte mai scufundate a Platformei Moldovenești, cea de a doua, constituie limita dintre aceasta din urmă și Depresiunea Birladului. Ambele se continuă spre est până pe platforma continentală a Mării Negre. Există argumente ce provin din foraje (câțiva kilometri la est de Prut), cit și de ordin geofizic (Visarion, Săndulescu, 1981) arătând că soclul Platformei Moldovenești se extinde spre sud până la falia Bistriței.

Subasamentul cutat al Depresiunii Birladului a fost considerat, mai ales pe baza unor corelări la scară largă, ca aparținând platformelor tinere, paleozoice (Dumitrescu, Săndulescu, 1968 a, b; 1970), mai precis Platformei Scitice. În Depresiunea Birladului, pe teritoriul țării noastre, ca și în prelungirea acesteia la est de Prut (până la nord de Bolgrad) nu există date directe, de foraj, care să precizeze natura și vîrsta soclului cutat. Mai la est, între Chilia și Nistru (fig. 25) sau pe platforma continentală a Mării Negre, la

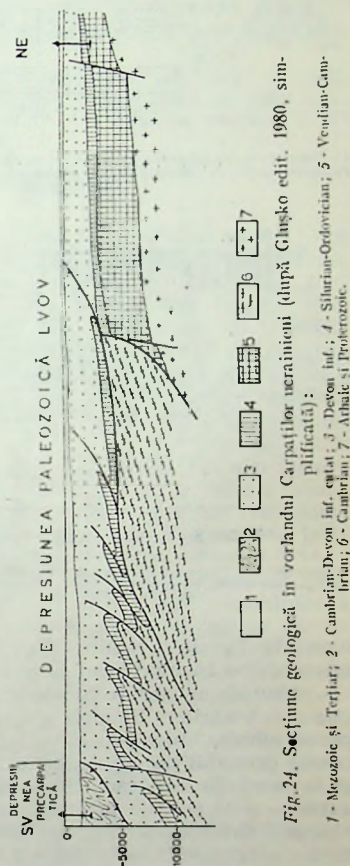


Fig. 24. Secțiune geologică în vorlandul Carpaților meruniuni (după Glușko edit. 1980, simplificată):

- 1 - Mesozoic și Terțiar; 2 - Cambrian-Devonian inf. cutat; 3 - Devonian inf.; 4 - Silurian-Ordovician; 5 - Venetian-Cambrian; 6 - Cambrian; 7 - Alpidic și Proterozoic.

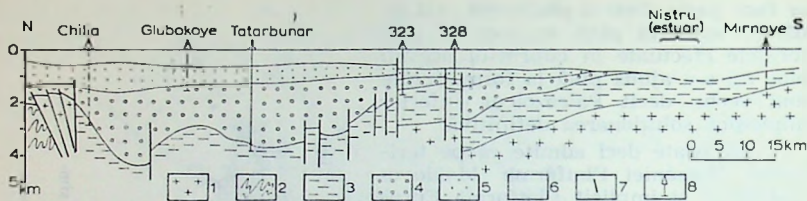


Fig. 25. Secțiune geologică între Chilia și Nistru (după Eisberg, Bondarenko, Garetzky și Gorelik, 1981):

1 - Precambrian al subsmentului Platformei Europei Orientale; 2 - subsmentul Platformei Scitice; 3 - Vendian-Paleozoic mediu; 4 - molasă Paleozoic superioară; 5 - Jurassic mediu și superior; 6 - Cretacic-Cuaternar; 7 - falii; 8 - foraje.

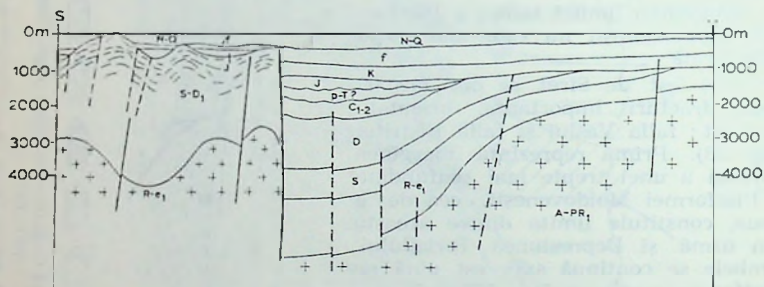


Fig. 26. Secțiune geologică Insula Șerpilor-Odesa (după Morgunov, 1982):

A-PR<sub>1</sub> - Arhaic-Precambrian (Platforma Europei Orientale, subsment); R-e<sub>1</sub> - Rhipidocambrian (cu craci, subsmentul Platformei Scitice); S - Silurian; S-D<sub>1</sub> - Silurian-Devonian (Platforma Scitice); D - Devonian; C<sub>1-2</sub> - Carbonifer inferior-mediu; P-T - Permian-Triacic; J - Jurassic; K - Cretacic; f - Paleogen; N-Q - Neogen-Cuaternar.

nord de Insula Șerpilor (fig. 26) se presupune că platforma Europei orientale se întinde și mai la sud de prelungirea estică a faliei Bistriței.

Având în vedere unele date geofizice (aspectul anomaliei magnetice — Visarion, Săndulescu, 1981), pentru Depresiunea Birladului se poate admite un soclu cutat, diferit de cel al Platformei Moldovenești, foarte probabil paleozoic, ce se prelungește și spre est în regiunea Cahul și la nord de Bolgrad. În consecință, Platforma Europei Orientale s-ar extinde și la sud de prelungirea faliei Bistriței doar de aici spre est. Un element suplimentar în explicarea acestei situații este caracterul de fractură cu translație orizontală senestră pe care o prezintă falia Bistriței, care a avut un rol însemnat și în procesele de subșariaj. Nu poate fi trecută cu vederea nici posibilitatea existenței unei încălecări, la nivelul Paleozoicului, a soclului Platformei Scitice și a elementelor echivalente peste Platforma Europei Orientale. Această încălecare a fost de altfel presupusă și mult mai la nord, în lungul faliei Rava Ruska (v. fig. 24).



Principalele concluzii ce se pot formula asupra delimitării marginii Platformei Moldovenești (a Europei Orientale) sînt :

— Platforma Moldovenească se întinde fără echivoc pînă la falia Siretului, spre vest, și pînă la falia Bistriței, spre sud ;

— la vest și la sud de fracturile menționate se găsesc blocuri mai mult sau mai puțin întinse, asupra apartenenței cărora există îndoieli, care s-ar putea atașa eventual Platformei Moldovenești, deși nu există argumente directe în acest sens ;

— în ambele cazuri, la exteriorul Platformei Moldovenești se situează platforme mai tinere ce pot fi încadrate, în linii mari, în cele epi-paleozoice (Mezoeuropa lui H. Stille).

### Alcătuirea și structura Platformei Moldovenești

Soțul cutat și metamorfozat al Platformei Moldovenești are caractere comune cu formațiunile aparținînd svecofeno-carelidelor (2600-1750 ± 50 Ma \*) ce află în Scutul Ucrainean. Este cazul formațiunilor mezometamorfice gnaise și granito-gnaise migmatitice, întîlnite în cîteva foraje între Siret și Prut. Prin comparație cu formațiunile de această vîrstă ce află în marginea sud-vestică a scutului, în Masivul Podolic, se poate presupune că în unele sectoare ale soclului platformei se dezvoltă și formațiuni metamorfozate în faciesul granulitic sau că ar putea să fie prezente intruziuni bazice (gabbrouri, anorthozite) de același tip cu cele cunoscute în Scutul Ucrainian și legate de ciclul gothian (1750 ± 50—1200 Ma). De altfel, deși Platforma Europei Orientale poate fi considerată ca o platformă epicaroliană, ea a suferit totuși, cel puțin în partea vestică, regenerări legate de ciclul gothian (sau complexul gothian) care se recunosc mai ales în vîrstele radiometrice întîlnite.

Pe teritoriul țării noastre, cuvertura de platformă debutează (Partrullius, Iordan, 1974) cu depozite detritice aparținînd părții terminale a seriei de Valdai, de vîrstă vendiană. În alte sectoare ale marginii azovopodolice a Platformei Europei Orientale, cuvertura sedimentară debutează însă cu depozite mai vechi, rifeene (seriile de Polesia și sau de Volhynia), marcînd faptul că la începutul stadiului de platformă segmentul corespunzător Platformei Moldovenești a avut o poziție ridicată.

Deasupra depozitelor vendiene, în cuvertura Platformei Moldovenești se pot distinge mai multe cicluri de sedimentare : Cambrian, Ordovician-Silurian, Devonian, Jurassic superior-Eocretacic (ultimele două fiind dezvoltate sporadic), Cretacic superior (la care, pe alocuri, se adaugă și depozite paleogene) și Neogen (Partrullius, Iordan, 1974 ; Paraschiv, 1975, 1979 a ; Pătruț, 1982). Ciclul de sedimentare neogen trebuie privit sub două aspecte, intrucît Platforma Moldovenească este în parte acoperită de șariajul celei mai externe unități moldavidice (pînza subcarpatică). În partea subșariată, ciclul se încheie cu depozite sarmațiene inferioare

\* Milioane de ani.

sau, cel mult, bassarabiene inferioare ; in restul Platformei Moldovenești, ca și in întregul vorland carpat, depozitele neogene de platformă urcă pînă in Pliocen sau chiar in Pleistocen. Totodată, este util să reamintim că formațiunile neogene mai noi decît Bessarabianul inferior sînt comune cuverturii de platformă și avansei externe.

Unele dintre lacunele ce se inregistrează in succesiunea depozitelor sedimentare ale cuverturii Platformei Moldovenești ar putea fi echivalate cu intervale stratigrafice in care s-au desfășurat, in zonele mobile invecinate, tectogeneze majore. De exemplu, lacunele dintre Vendian și Cambrianul inferior sau dintre acesta din urmă și Ordovician își găsesc corespondența in faze tectogenetice cadomiene sau caledoniene timpurii, lacuna din baza Cretaciacului superior in tectogeneza mezocretacică, iar cea din baza Neogenului (care debutează cu Badenianul sau cel mult cu partea terminală a Miocenului inferior) in faza stirică veche. Asemenea echivalări, deși interesante, trebuie privite cu multe rezerve, mai ales că numai unele dintre tectogenezele stabilite in zonele mobile din vecinătatea platformei au un corespondent in cuvertura acesteia, iar lacunele echivalente nu au o răspindire generală in tot vorlandul carpat, așa cum ar trebui să fie in cazul in care ele ar fi ecoul fazelor majore din zonele cutate. Dintr-un alt punct de vedere, și anume al amplorii lacunelor inregistrate in succesiunea depozitelor din cuvertura platformei, se pot evidenția intervalele Devonian-Eocretacic și Eocen-Miocen inferior, ca fiind perioade (mai ales prima) in care platforma a fost supusă eroziunii..

Structura proprie soclului Platformei Moldovenești este greu de stabilit din cauza datelor insuficiente. Prin comparație cu partea soclului ce aflorază in Scutul Ucrainean, se poate admite că structurile sînt orientate cu precădere nord-sud și că prezintă recutări in mai multe planuri.

Structura rupturală a Platformei Moldovenești prezintă două sisteme de fracturi. Cele orientate N-S sau NV-SE sînt fracturi mai vechi, după care platforma a coborît in trepte spre vest încă din timpul Paleozoicului, dovadă fiind litofaciesurile diferite ale unora dintre secvențele cuverturii sedimentare. Cele orientate E-V sau ESE-VNV le decalază pe primele (v. fig. 23), avînd un rol important in dirijarea proceselor de subsăriaaj al platformei. Din primul sistem sînt de remarcat, fiind cele mai semnificative, faliile Vaslui și Bistriței. In apropierea contactului cu platforma epipaleozoică, zonele marginale ale Platformei Moldovenești prezintă gradul de fracturare cel mai avansat.

## PLATFORMA SCITICĂ ȘI PLATFORMA EUROPEI CENTRALE

La exteriorul Platformei Europei Orientale, de la Marea Baltică și pînă dincolo de Marea Azov se întinde o arie cratonizată in timpul Paleozoicului, cu o constituție destul de heterogenă, mai ales in vecinătatea

tea imediată a platformei precambriene. În partea de nord a bazinului Mării Negre, această platformă este cunoscută sub numele de Platformă Scitică, iar la nord de Carpați ea poartă numele de Platforma Europei Centrale. Legătura dintre cele două platforme se realizează sub avanfosa carpatică și sub pinzele moldavidice din Carpații Orientali, în aria situată la nord și nord-vest de Valea Troțușului (v. fig. 23).

## PLATFORMA SCITICĂ

Aria cuprinsă între Platforma Europei Orientale, la nord, și cate-nele alpine (Caucazul Mare, Crimeea meridională, Dobrogea de nord) din bazinul Mării Negre, la sud, este distinsă sub numele de Platforma Scitică, în sensul dat inițial acestei unități structurale majore (Muratov, 1955), la Platforma Scitică se îngloba eronat și Dobrogea de nord, fiind considerată ca o parte a orogenului hercinic. Mai târziu, Platforma Scitică a fost restrinsă la aria de la nord de Orogenul Nord-Dobrogean, care a fost atașat catenelor alpine (Dumitrescu, Săndulescu, 1968 a, b; 1970). Pe teritoriul țării noastre, Platforma Scitică corespunde, în linii mari, Depresiunii Predobrogene care include și Depresiunea Birladului.

Într-o primă etapă de cunoaștere s-a considerat că soclul cutat al Platformei Scitice este în esență hercinic. Dezvoltarea lucrărilor de foraj și a cercetărilor geofizice a permis să se precizeze (Muratov, Tseisler, 1982) caracterul său heterogen, în cuprinsul lui găsindu-se, pe lângă zone alungite, ocupate de depozite paleozoice inferioare și medii, cutate, structuri liniare de tipul horsturilor sau anticlinoriilor, în care formațiuni precambriene metamorfозate sînt acoperite de depozite paleozoice slab deformate. Această situație justifică, pînă la un punct, dificultatea de a stabili cu precizie, în unele sectoare, limita cu Platforma Europei Orientale.

Atît în Delta Dunării, cit și în Depresiunea Birladului, cele mai vechi depozite atinse prin foraje aparțin Devonianului (mediu?) (Paraschiv, 1979a; Pătruț et al., 1983), fără să prezinte caracterele unor secvențe puternic deformate. În acest context se poate presupune că subasamentul deformat al Depresiunii Predobrogene este mai vechi decît Devonianul (mediu), posibil caledonian sau cadomian. În primul caz s-ar regăsi o situație asemănătoare cu cea cunoscută în Munții Swietokrzyskie din sud-estul Poloniei (Săndulescu, 1975b).

În examinarea problemei vîrstei soclului Platformei Scitice trebuie avute în vedere și cele cîteva date de foraj cunoscute la vest și nord-vest de Depresiunea Birladului. La Bacău, Roman și Secuieni, sub depozite mezozoice de platformă, iar la Bodești, sub depozite devoniene medii, s-au întîlnit formațiuni slab metamorfозate sau cel puțin puternic diagenizate, cu dezvoltare relativ abundentă a cloritului. Ele au fost com-



parate (Pătruț et al., 1965 ; Paraschiv, Paraschiv, 1978) cu șisturile verzi din Dobrogea centrală. Deși punem sub semnul întrebării o asemenea corelare, este totuși evident faptul că în prelungirea vestică și nord-vestică a Depresiunii Birladului, la exteriorul Platformei Europei Orientale (Platformei Moldovenești) se cunosc formațiuni slab sau foarte slab metamorfозate mai vechi decât Devoianul mediu. Ele au fost recent atribuite Rifean-Cambrianului (Pătruț, 1982), dar pot include și termeni mai noi ai Paleozoicului inferior. Acceptând parțial ideea existenței unor formațiuni vendian-eocambriene, asemănătoare șisturilor verzi (la Bodești), ele ar reprezenta nucleul unor structuri anticlinale ce marchează reluarea lor în deformări paleozoice (predevoniene medii !?).

În subsasmentul depresiunii Birladului și mai departe pînă în Delta Dunării, prin extrapolarea datelor expuse mai sus se poate admite că la vest de Marea Neagră Platforma Scitică are un soclu cutat caledonian, în cuprinsul căruia sînt reluate și elemente aparținînd unor structuri cadomiene.

Deformarea hercinică a soclului Platformei Scitice, situată în subsasmentul Depresiunii Predobrogene, ar fi în primul rînd de tip ruptural, determinînd formarea unor grabene de compresiune, înguste și alungite, în care s-au păstrat depozite eocarbonifere (de altfel rar întîlnite în forajele săpate pînă acum).

Formațiunile cu care debutează cuvertura de platformă aparțin molasei permieni (v. fig. 25) ce se continuă și în Triasicul inferior. Triasicul mediu și superior cunoscut în Delta Dunării (Pătruț et al., 1983) (fig. 27) este diferit de cel din Dobrogea de nord, marcînd distincția firească între caracterul alpin al acesteia din urmă și Platforma Scitică ce constituie vorlandul ei. Lipsa Triasicului mediu și superior în Depresiunea Birladului arată că înainte de Jurasicul mediu s-au produs fracturări transversale ale platformei scitice care au determinat eroziuni diferențiate.

Un caracter specific al Depresiunii Predobrogene îl constituie dezvoltarea largă a depozitelor jurasice medii și superioare, care îmbracă litofaciesuri specifice, diferite de ale depozitelor sincrone din Dobrogea septentrională. Pe alocuri, cuvertura de platformă mai cuprinde depozite cretacice și terțiare, relativ subțiri (v. fig. 25, 27).

## PLATFORMA EUROPEI CENTRALE

La nord de Carpați, Platforma Europei Centrale cuprinde elementele structurale pe care Znosko (1974) le-a atribuit Vistullicumului, precum și porțiuni acoperite ale catenelor hercinice. Limita între această platformă și Platforma Europei Occidentale nu este decît convențională, ambele făcînd parte din marea platformă epipaleozoică ce corespunde Mezeuropei lui H. Stille. Dintre elementele acestei platforme intere-

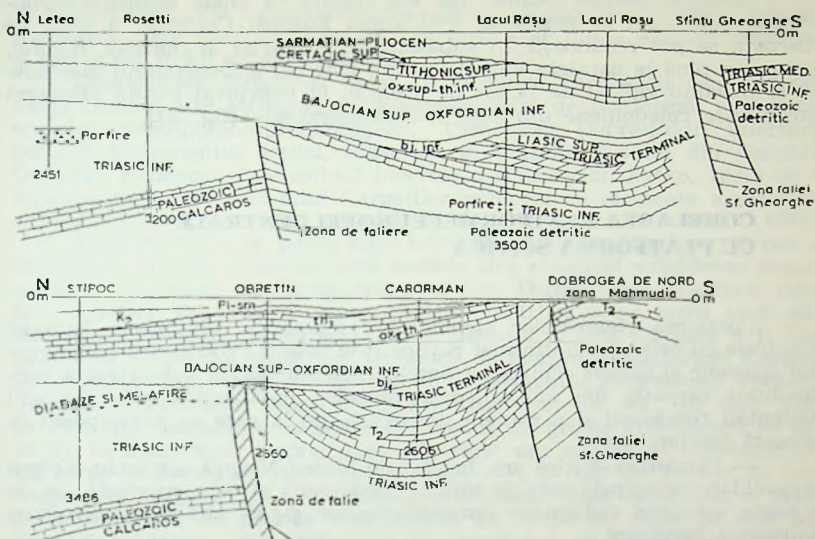


Fig. 27. Secțiuni geologice în Delta Dunării (după Pătruț et al 1983).

sează în primul rind cele situate în vorlandul (la est) orogenului hercinic (Sudeți și Moravo-Silezide); cu o direcție generală NV-SE (fig. 22), ele se afundă sub pînzele fișului din Carpații polonezi și ucraineni. Limita lor cu Platforma Europei Orientale este reprezentată, așa cum s-a mai amintit, de lineamentul Tornquist-Teyssiere din care face parte și fractura Rava Ruska. Aceasta din urmă corespunde, pe teritoriul românesc, cu falia Solca, la vestul căreia, sub pînzele moldavidice, au fost întilnite formațiuni paleozoice cutate (forajul Putna), cu un facies particular (forajele Putna, Valea Seacă, Straja și Tg. Neamț), diferit de cel al depozitelor echivalente din Platforma Moldovenească. Datele geofizice (Visarion, Săndulescu, 1981) arată că acest tip de soclu din vorlandul subșariat al Carpaților Orientali constituie un bloc mai ridicat ce se întinde spre vest pînă la o fractură importantă, falia Cimpulung Moldovenesc-Bicaz (fig. 23), care mărginește la est o arie de minimum minimum gravimetric alungită în direcția NNV-SSE și care se încheie la sud de masivul Ceahlău (Visarion, 1960). Falia Cimpulung-Bicaz reprezintă continuarea pe teritoriul românesc a faliei Krakovețk din Ucraina. La vest de aceste fracturi, formațiunile paleozoice (superioare), mezozoice și eventual chiar terțiare ale cuverturii de platformă se îngroașă substanțial, marcînd extinderea spre sud-est, sub pînzele fișului, a Depresiunii Miechow din vorlandul Carpaților polonezi.

Conform datelor expuse mai sus rezultă că unele elemente structurale, cunoscute în cuprinsul Platformei Europei Centrale la nord de Carpați, se pot recunoaște în subsasamentul subșariat al pînzelor flișului, cel puțin pînă la paralela Văii Bicazului. Este cazul Depresiunii Miechow și al blocului ridicat de la est de aceasta, în cuprinsul căruia aflorează structurile caledoniene din Munții Swietokrzyskie (fig. 23).

## CORELAREA PLATFORMEI EUROPEI CENTRALE CU PLATFORMA SCITICĂ

Corelarea elementelor structurale ce aparțin Platformei Europei Centrale cu cele ale Platformei Scitice este relativă din cauza caracterului sporadic și uneori echivoc al datelor privind partea subșariată a vordlandului carpatic din subsasamentul pînzelor moldavidice din Carpații Orientali românești și ucraineni. Premisele de la care se poate porni în această corelare sînt :

— Platforma Scitică are, la vest de Marea Neagră, un soclu a cărui consolidare principală este de vîrstă caledoniană și care cuprinde, pe de o parte, structuri cadomiene remobilizate, iar, pe de altă parte, structuri tafrogene, hercinice ;

— blocul în cuprinsul căruia aflorează Caledonidele din Munții Swietokrzyskie se poate urmări, sub pînzele moldavidice, pînă în zona Piatra Neamț, fiind mărginit la est de falia Solca (Rava Ruska) și la vest de falia Cimpulung Moldovenesc-Bicaz (Krakovețk) ;

— Depresiunea Miechow se urmărește spre sud-est cel puțin pînă la paralela Bicazului, la vest de falia Cimpulung Moldovenesc-Bicaz.

Pornind de la aceste premise, o primă concluzie ce se impune este aceea că la exteriorul Platformei Europei Orientale se individualizează o zonă cutată caledoniană dano-polono-predobrogeană, ce înglobează elemente structurale mai vechi, cadomiene, și care a fost regenerată parțial în hercinic. Deocamdată este dificil să se precizeze dacă acest ansamblu a constituit o catenă orogenică caledoniană — în înțelesul complex pe care îl are această noțiune — sau dacă este vorba de deformări de tip aulacogen.

Admițînd existența unui aulacogen dano-polono-predobrogean, este implicit necesar să se accepte dezvoltarea lui în cuprinsul unui craton mai vechi. Dacă spre nord-est, unde se învecinează cu Platforma Europei Orientale, el își găsește o asemenea poziție, spre sud-vest este mai puțin evidentă o margine similară, deși ea ar putea fi constituită din elementele precambriene cunoscute, pe de o parte, în zonele interne carpatice și, pe de altă parte, în Dobrogea centrală. Rămîne valabil faptul că de la gurile Dunării pînă la Marea Baltică se întinde o catenă orogenică sau un aulacogen în care deformările cele mai evidente sînt,



în primul rând, cele corespunzătoare ciclului caledonian și, într-o măsură mai mică, celui hercinic. Această concluzie s-ar putea extinde eventual și mai la est, în tot lungul Platformei Scitice (? !).

Depresiunea Miechow. ca și Depresiunea Birladului sau cea din Delta Dunării sînt structuri permian-mezozoice de platformă, suprapuse soclului dano-polono-predobrogean. Urmărirea Depresiunii Miechow pînă în subsamentul actual, subșariat, al pinzelor flișului din Carpații Orientali românești face caducă încercarea (Pozaryski, Zytko, 1980) de a lega elemente din vorlandul Carpaților polonezi cu elemente aparținînd Orogenului Carpatic, fapt subliniat și de alți autori (Wdowiarz, 1983).

Legătura ce s-ar putea face între Depresiunea Miechow și cea a Birladului nu este evidentă, deși ambele sînt structuri subsidente mezozoice ale aceleiași platforme epipaleozoice. Depresiunea Miechow este, fără îndoială, decalată senestru de falia Bistriței și ar urma să-și găsească echivalentul mai la est. Corespondentul ei însă nu pare a fi Depresiunea Birladului, mult mai apropiată de marginea Platformei Europei Orientale, ci mai degrabă s-ar găsi în subsamentul Depresiunii Focșani, unde sub depozitele neogene ale avanfosei externe au mai fost puse în evidență formațiuni sedimentare destul de groase (Rădulescu et al., 1976). În acest mod, Depresiunea Miechow sau mai exact corespondentul ei pe teritoriul românesc ajunge din nou, la sud de Trotuș, în fața orogenului carpatic, în subsamentul avanfosei, după ce a fost o mare parte acoperită de pinzele moldavidice și, în parte, chiar de cele ale Dacidelor externe (fig. 28). Este de menționat că această importantă structură a vorlandului carpatic este suprapusă în extremitatea sa sudică Platformei Moesice.

Depresiunea Birladului se individualizează cu o direcție total diferită de cea analizată mai sus. Orientată VNV-ESE, ea este aproape perpendiculară pe prima și se continuă pînă pe platforma continentală din nord vestul Mării Negre, unde ea acoperă marginea sudică a Platformei Europei Orientale (fig. 26). Prin poziția sa, Depresiunea Birladului (și în general Depresiunea Predobrogeană) poate fi comparată cu Depresiunea Lublin.

Dintre elementele structurale majore ale sectorului bohemiano-polonez, care își găsesc mai greu un echivalent în sectorul pontic, trebuie să se aibă în vedere în primul rând orogenul hercinic (Sudeții și Moravo-Silezidele). El ar putea să se curbeze strîns la sud de Brno (Andrusov, 1958) și să se continue în subsamentul subșariat al zonei flișului din Moravia și Slovacia. Elementele hercinice ale acestei catene s-ar găsi în continuare la sud-vest de Depresiunea Miechow și de prelungirea sud-estică a acesteia sau, eventual, ar constitui o parte a subsamentului depresiunii, în sectorul situat sub pinzele flișului din Carpații Orientali.

Ipoieza conform căreia catena hercinică din Sudeți și Moravo-Silezide și-ar găsi un echivalent în subsamentul Platformei Scitice (Săndulescu, 1975b) este mai puțin susținută de cunoștințele actuale. Singura arie în care Hercinidele se regăsesc cu trăsături specifice este Dobrogea de nord, unde, pe lângă dezvoltarea unei formațiuni (de Carapelit) asemănătoare pînă la un punct Culmului (Mirăuță, 1965a), sînt cunoscute

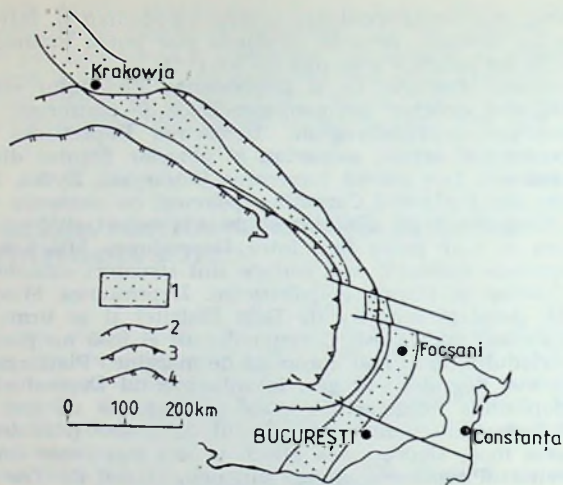


Fig.28. Prolungirea sudică a Depresiunii Mieschow (în principal în Jurassic):

- 1 - Depresiunea Mieschow-Focșani; 2 - frontul șarajelor moldavice; 3 - frontul șarajelor decedice în Carpații Orientali; 4 - frontul șarajelor pienidice.

și granite hercinice. Elementele hercinice din Dobrogea septentrională au fost însă reluate în zona mobilă intracratonică, alpină, prin aceasta deosebindu-se fundamental de cele cunoscute la nord de Carpați, în Masi-vul Bohemiei. În această corelare nu trebuie trecut cu vederea că structuri cutate hercinice se găsesc și la exteriorul Platformei Moesice, cel puțin în parte înglobate în Orogenul Carpatic. Ele ar aparține unei ramuri diferite a orogenului de această vîrstă, separată de cea care aflorază în Dobrogea de Nord de către Platforma Moesică, ce are în acest caz rolul unui masiv median.

Recunoașterea unei catene sau a unui aulacogen caledonian în tot lungul marginii externe a Platformei Europei Orientale ridică și problema caracterului contactului între aceste două unități tectonice majore. Cel mai frecvent, acest contact este considerat a fi o fractură sau un fascicul de fracturi paralele apropiate, crustale (lineamentul Tornquist-Teyssere), verticale sau subverticale. În ultimul timp (Glușco et al., 1977; Glușco, edit., 1980), pe baza unor date seismometrice, neconfirmate încă de lucrări de foraj, s-a avansat ipoteza conform căreia Platforma Europei Orientale este încălecată în lungul faliei Rava Ruska de către structurile cutate paleozoice care aparțin Platformei Europei Centrale. Acceptarea ipotezei și extinderea ei până cel puțin în regiunea platformei continentale din nord-vestul Mării Negre își găsește un oarecare suport în relațiile dintre Platforma Scitică și cea a Europei Orientale,

stabilite la est de Prut (fig. 25, 26) și explică, pînă la un punct, conturul festonat al marginii nordice a Platformei Scitice în aceeași regiune. Existența unei încălecări caledoniene în lungul marginii sud-vestice a Platformei Europei Orientale n-ar face decît să repete o situație cunoscută în Peninsula Scandinavă, unde Caledonidele sînt evident șariate peste platformă. Desigur, orice corelare directă este doar o bază de discuție și nicidecum o evidență demonstrată.

## PLATFORMA MOESICĂ

Denumirea de Platformă Moesică a fost introdusă în literatura geologică de Boncev (1947), care cuprindea în această unitate Cîmpia Română, podișul prebalcanic și Dobrogea de nord, unde considera că aflorează subasamentul cutat al platformei. În concepția lui Stille (1953), această platformă, numită pîntenul valah (Walachischer Sporn), nu cuprinde și Dobrogea septentrională, în schimb face parte dintr-o arie mai întinsă, și anume Vistulikum, a cărei consolidare este de vîrstă caledoniană, bazîndu-se parțial și pe vîrsta ce o acorda pe atunci șisturilor verzi din Dobrogea centrală, pe care le considera un produs al orogenezei caledoniene.

Mai tîrziu (Bănciță, 1958 ; Dumitrescu et al., 1962), Platforma Moesică a fost limitată la nord pînă la falia Peceneaga-Camena, ultimii autori înglobînd-o în cuprinsul platformei epihercinice. Alții au restrîns nejustificat Platforma Moesică doar la Cîmpia Română (Grigoraș, 1961) sau la teritoriul de la sud de falia Capidava-Ovidiu și prelungirea ei la vest de Dunăre (Paraschiv, 1979 b).

Precizarea privind vîrsta alpină a Orogenului Nord-Dobrogean (Dumitrescu, Săndulescu, 1968 a, b ; 1970) a lămurit atît conținutul Platformei Moesice (limitată spre nord-est de falia Peceneaga-Camena), cît și al Platformei Scitice (restrînsă la nord de acest orogen).

În generalizările la scară mică (Harta tectonică a Europei, ediția I ; Harta tectonică a României), Platforma Moesică a fost înglobată la Platformele epipaleozoice, deși vîrsta consolidării soclului ei este mai veche, cadomiană. Ea a constituit un masiv mai vechi, înglobat în orogenul hercinic (așa cum Moldanubicul este înglobat în același orogen).

Limitele Platformei Moesice sînt foarte clare în raport cu Orogenul Nord-Dobrogean (marcată de falia Peceneaga-Camena) și cu orogenul alpin din Balcani (unde se constată o trecere gradată de la platformă la Prebalcani). În raport cu Carpații, Platforma Moesică este evident subșariată ; ea se găsește în subasamentul pinzelor flișului de la curbura Carpaților românești și, în parte, al unităților externe din Carpații Meridionali. În segmentul din urmă, platforma se mărginește cu domeniul danubian. Extinderea spre nord a Platformei Moesice se poate urmări



pină la falia Trotuşului, avînd în vedere că soclul acestei unităţi majore este epicadomian şi deci diferit de cel al catenei sau aulacogenului caledonian dano-polono-predobrogean.

O parte a soclului Platformei Moesice află în Dobrogea centrală (în cuprinsul zonei şisturilor verzi) şi a fost urmărit cu aceeaşi constituţie şi la nord-vest de Dunăre. Cu o alcătuire diferită, soclul a mai fost întîlnit în foraje în Dobrogea meridională şi în arealul dintre Dunăre şi Carpaţi. Platforma Moesică este împărţită de falia intramoesică (falia Călăraşi-Fierbinţi, prelungită atît la sud de Dunăre, cît şi în subsolul subşariat al Carpaţilor) în două sectoare distincte (fig. 29), mai mult din punct de vedere structural şi al constituţiei soclului şi mai puţin din punctul de vedere al cuverturii. La nord de falia intramoesică se situează compartimentul dobrogean al platformei, iar la sud de această falie se află compartimentul valah (sau valah-prebalcanic, dacă se are în vedere întreaga suprafaţă a Platformei Moesice care se întinde şi la sud de Dunăre).

### Alcătuirea şi structura soclului Platformei Moesice

Aria în care se poate examina cu mai multe detalii structura soclului Platformei Moesice este sectorul central şi sudic al Dobrogei şi, în general, compartimentul dobrogean.

Mărginită la nord de falia Peceneaga-Camena (Mrazec, Pascu, 1912) şi la sud de falia Capidava-Ovidiu (Airinei, 1955 ; Botezatu, Băcioiu, 1957), Dobrogea centrală (fig. 30) reprezintă un bloc ridicat la marginea nord-estică a Platformei Moesice, în cuprinsul căruia află două serii metamorfice, seria de Altin Tepe (Mureşan, 1971) şi formaţiunea şisturilor verzi (Mirăuţă, 1969) sau seria şisturilor verzi (Mureşan, 1971). Raporturile dintre aceste două serii, structura şi vîrsta metamorfismului lor constituie principalele probleme geotectonice ale Dobrogei centrale.

Luînd în considerare vîrsta cadomiană a metamorfismului (ankimeta-morfismului) seriei şisturilor verzi din Dobrogea centrală (Iliescu, Mutihac, 1965 ; Mirăuţă, 1965, 1969 ; Giuşcă et al., 1969) şi caracterul de discontinuitate (tectonică, stratigrafică sau metamorfică) al contactului ei cu seria mezometamorfică de Altin Tepe rezultă vîrsta mai veche (pre-cadomiană) a acesteia din urmă. După unii autori (Giuşcă et al., 1969) ea ar fi o serie careliană, ca şi formaţiunile metamorfice din Dobrogea de sud, şi ar fi separată de o discordanţă stratigrafică şi de metamorfism de seria şisturilor verzi care o acoperă. După alţi autori (Gurău, 1970 ; Mureşan, 1971) relaţiile între seria şisturilor verzi şi seria de Altin Tepe ar fi tectonice (fig. 31), Mureşan considerînd chiar că ar fi vorba de un plan de şariaj. Existenţa unui contact tectonic între cele două serii metamorfice suprapuse a fost tot mai mult documentată în ultimul timp (I. Berbeleac, A. Ştefan — date inedite), fără a se ajunge cu certitudine la precizarea existenţei unor fenomene de şariaj.

Închiderea periclinală sud-estică a anticlinalului Ceamurlia-Başpu-nar, în nucleul căruia află seria de Altin Tepe de sub cea a şistu-

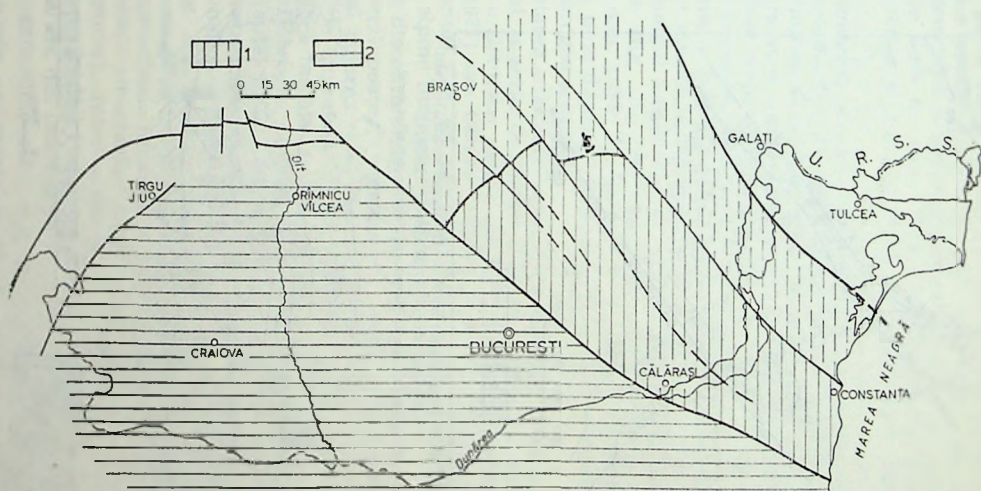


Fig. 29. Principalele sectoare ale Platformei Moesice:  
 1 - sectorul dobrogean (sisturi verzi și Dobrogea sudică); 2 - sectorul valah.

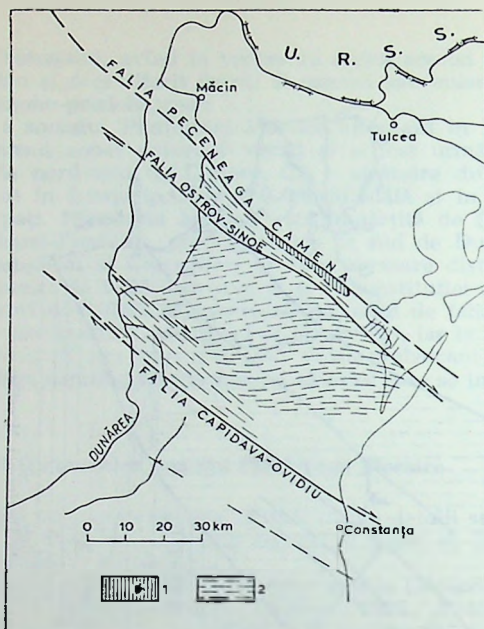


Fig. 30. Schița structurală a Dobrogei centrale (simplificată după O. Mirăuță, 1969):

1 - anticlinallul Ciamurlia-Bășpunar; 2 - seria șisturilor verzi.

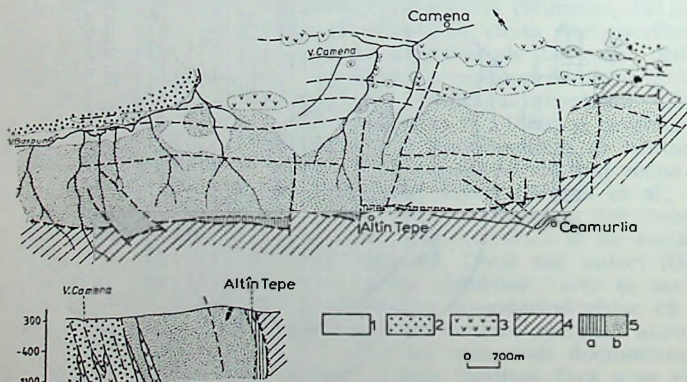


Fig. 31. Structura anticlinallului Ciamurlia-Bășpunar (după Berbelec și Ștefan):

1 - Cuaternar; 2 - Triasic-Cretacic; 3 - riolite; 4 - seria șisturilor verzi; 5 - seria de Altîn Tepe cu unitatea superioară (a) și inferioară (b).



rilor verzi (fig. 30, 31), subliniază caracterul regional al contactului tectonic ce se poate stabili între aceste două serii, chiar dacă nu este vorba decât de o pinză intracutanată, de tipul celor recunoscute în cuprinsul formațiunilor prealpine din Carpații Orientali, care ar presupune desprinderea tectonică a seriei șisturilor verzi de pe subsolul lor, reprezentat de seria de Altin Tepe. Amplasarea deplasării orizontale este greu de apreciat și s-ar putea să nu atingă anvergura unui proces de șariaj.

Independența structurală între seria șisturilor verzi și formațiunile mezometamorfice din anticlinalul Ciamurlia-Başpunar este susținută în primul rând de tectonica de detaliu a primeia (fig. 30), în care structurile majore au o orientare diferită față de cea a anticlinalului menționat. Acest fapt nu se poate datora numai existenței unor fracturi paralele cu falia Peceneaga-Camena, ca de exemplu falia Ostrov-Sinoe, ci și unei cutări diferite a formațiunilor situate în acoperișul discontinuității, care în acest caz aparțin seriei șisturilor verzi. Pe de altă parte, relațiile de detaliu în lungul contactului dintre șisturile verzi și formațiunile mezometamorfice (fig. 31), precum și structura acestora din urmă (Gurău, 1970; Mureșan, 1971; I. Berbeleac, A. Ștefan — date inedite) pledează în favoarea unei discontinuități tectonice între cele două serii metamorfice din Dobrogea centrală.

Acceptarea existenței unei discontinuități tectonice între seria șisturilor verzi și seria de Altin Tepe nu implică și acceptarea existenței unei pinze a șisturilor verzi, așa cum a fost presupusă de Preda (1963), Mureșan (1971) sau Olteanu (1975). Argumentele în favoarea unei asemenea structuri sînt, cel puțin pînă acum, insuficiente, mai ales în ideea unei vîrste alpine timpurii (chimerice) a acesteia.

Vîrsta discontinuității tectonice dintre seria de Altin Tepe și seria șisturilor verzi poate fi cel mai de vreme contemporană cu ankimetamorfismul și cutarea celei din urmă, deci cadomiană. Ea s-ar fi instalat în general pe suprafața discontinuității stratigrafice ce a separat cele două serii încă înainte de metamorfismul șisturilor verzi. Cutele majore distinse în Dobrogea centrală sînt însoțite de o șistozitate axială foarte strînsă (Mirăuță, 1965, 1969) care uneori a fost confundată cu stratificația și care este contemporană cu metamorfismul. Cu excepția marginilor nordică și sudică a Dobrogei centrale, ele au o orientare preferențială est-vest (fig. 30). În apropierea marginilor blocului central dobrogean, paralel cu cele două fracturi care îl delimitează, se individualizează unele fracturi longitudinale importante (fig. 30) care, determină în parte schimbarea orientării structurilor majore (cu precădere a anticlinalului Ciamurlia-Başpunar). Intervenția unor importante translații orizontale dextre în lungul faliei Peceneaga-Camena își găsesc ecoul și în fracturile orientate NV-SE din Dobrogea centrală și, fără îndoială, în aproape întreg cuprinsul compartimentului dobrogean (fig. 29) al Platformei Moesice.

Caracterele sedimentologice ale seriei șisturilor verzi o apropie destul de mult de formațiunile de tip fliș (Mirăuță, 1969; Jipa, 1970), în acest sens un argument pozitiv constituindu-l și grosimea ei de aproape

5000 m (Mirăuță, 1969). Sursa materialului arenitic era situată la sud-est de Dobrogea centrală (Jipa, 1970). Ținând seama de răspîndirea foarte largă a șisturilor verzi spre nord-vest pînă în subasmentul subsariat al pînzelor flișului, se poate considera că sursa materialului s-a situat în general pe marginea sudică și sud-vestică a bazinului de sedimentare a flișului cadomian.

Metamorfismul slab al șisturilor verzi este evident în Dobrogea centrală. Dacă se au în vedere însă caracterele metamorfice ale unora dintre galeții de șisturi verzi, remaniați în depozitele cretacice și terțiare din pînzele moldavidice ale Carpaților Orientali, s-ar putea trage concluzia că spre nord-vest gradul de metamorfism crește odată cu unele schimbări litofaciale, printre care cele mai importante ar fi apariția amfibolitelor. Acestea ar putea să aparțină unor nivele mai profunde ale seriei șisturilor verzi, care nu aflorază sau nu s-au dezvoltat în Dobrogea centrală, sau să provină și din formațiunile precadomiene din subasmentul șisturilor verzi, antrenate în aria de eroziune în simburile unor structuri comparabile cu anticlinalul Ciamurlia-Başpunar.

Dobrogea meridională, situată între falia Capidava-Ovidiu, la nord, și falia intramoestică, la sud (fig. 29), este caracterizată de dezvoltarea în soclul ei de platformă a unor formațiuni metamorfice foarte vechi, precambriene inferioare (arhaice) și sau precambriene medii (proterozoice inferioare). Formațiunile cele mai vechi, cata-mezozonale, gnaissice, suportă o serie mezometamorfică cuarțitic-amfibolitică (seria de Palazu-Maier, Micu, fide Visarion et al., 1979) pentru care s-au determinat vârste radiometrice K/Ar de 1850—1670 Ma (Giușcă et al., 1967) ce se înscriu în limitele ciclului orogenic svecofeno-carelian (2600—1750 ± 50 Ma), cu eventuale întineriri gothiene. Aceste caractere amintesc pe cele ale soclului Platformei Europei Orientale, permițînd presupunerea (Ianovici, Giușcă, 1961; Giușcă et al., 1969) că acesta se întindea mult mai la sud, pînă în subasmentul actualei Platforme Moesice. Bineînțeles, această imagine are în vedere momentul precambrian mediu, înainte de regenerările cadomiene, caledoniene și hercinice care au afectat teritoriul situat la sud și sud-vest de marginea actuală a Platformei Europei Orientale.

În Dobrogea meridională, seriile mezometamorifice precambriene sînt acoperite discordant de formațiunile vulcano-sedimentare bazice, slab metamorfizate (Mirăuță, 1965, 1969) ale seriei de Cocoșu. Deși diferită de seria șisturilor verzi, ea ar putea fi sincronă cu aceasta atît ca vîrstă a depozitelor premetamorifice, cît și ca vîrstă a metamorfismului (din seria de Cocoșu s-au determinat vârste radiometrice K/Ar de 550 Ma — Giușcă et al., 1967). Cutarea strînsă a seriei de Cocoșu dovedește extinderea tectogenezei cadomiene și în Dobrogea meridională, marcînd regenerarea soclului mai vechi.

Datele de foraj, precum și cele geofizice (Visarion et al., 1979) arată că formațiunile precambriene din zona Palazu Mare încăllecă formațiuni aparținînd seriei șisturilor verzi (fig. 32). Amploarea acestei încăllecări este greu de apreciat, ca de altfel și extinderea ei pe direcție.

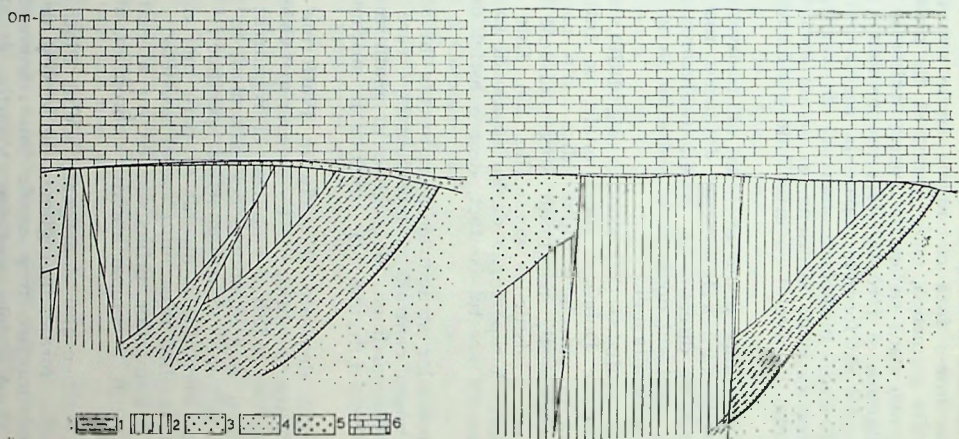


Fig. 32. Structura zonei Palazu (după Visarion et al., 1979):

1 - seria gnaisică (arhaică); 2 - seria de Palazu (Precambrian inferior); 3 - Formațiunea de Cocosu (Vendian-Cambrian);  
 4 - seria șisturilor verzi (Vendian-Cambrian); 5 - gresii și conglomerate (Jurasic mediu); 6 - calcate (Jurasic superior)



Virsta încălecării de la Palazu Mare nu poate fi contemporană cu tectogeneza și metamorfismul seriei șisturilor verzi, deoarece este o încălecare epiglicptică (post-eroziune). Ea poate să fie de virstă cambriană, mai veche decît primele depozite ale cuverturii sedimentare a Platformei Moesice, înscrisindu-se într-o fază cadomiană tirzie sau în caledonianul foarte timpuriu. De asemenea, ea ar putea să fie pusă în legătură și cu deformări mai noi, dacă se are în vedere existența unei încălecări cel puțin postsiluriene și fără indoială prepermiană, pusă în evidență la vest de Dunăre de forajele săpate în regiunea Bordei Verde (Paraschiv, 1979b). Această încălecare, marcată de suprapunerea greșiilor ordoviciene peste depozite siluriene, ar putea însă să reprezinte deformări situate numai la nivelul cuverturii de platformă, fără implicarea soclului.

Încălecarea Palazu Mare poate eventual să fie contemporană cu cea de la Bordei Verde, fără a fi necesar din acest motiv ca ele să fie corelate genetic sau pe direcție. De altfel, încălecarea de la Bordei Verde se plasează în cuprinsul domeniului șisturilor verzi, care au fost întilnite și de o parte și de alta a ei.

Conform datelor geofizice (Visarion et al., 1979), soclul de tip Palazu Mare, caracteristic Dobrogei meridionale, se întinde pînă în subasamentul subșariat al pînzelor moldavidice din partea sudică a curburii Carpaților românești, mărgininnd spre sud-vest și apoi spre sud aria de dezvoltare a șisturilor verzi (fig. 29). Este de domeniul ipotezei să se considere că raporturile de încălecare de la Palazu Mare se continuă în tot lungul acestui contact, deși o astfel de situație nu ar fi imposibilă.

Ansamblul elementelor structurale recunoscute în soclul Platformei Moesice în Dobrogea centrală și meridională, care pot fi generalizate la întregul compartiment dobrogean al platformei, situate la nord și nord-est de falia intramoesică, conduce la susținerea următoarelor concluzii :

— cele mai vechi elemente de soclu în Platforma Moesică sint svecofeno-careliene de tipul soclului Platformei Europei Orientale ;

— soclul platformei a fost remobilizat și regenerat în cel puțin un ciclu orogenetic mai nou, și anume cel cadomian, în timpul căruia au avut loc procese tectonice și metamorfice specifice ;

— remobilizarea hercinică a afectat se pare mai mult cuvertura de platformă, fără a implica prea mult soclul acesteia ;

— vergențele deformărilor principale ce au afectat soclul Platformei Moesice, cel puțin în compartimentul dobrogean, au fost nordice sau nord-estice.

În afara compartimentului dobrogean, soclul Platformei Moesice a fost întilnit în puține foraje, în regiunea de la vest de Vedea, unde s-au întilnit roci metamorfice mezozonale sau retromorfizate, probabil precambriene. După datele geofizice (Visarion et al., 1981), s-ar putea presupune că la sud-vest de falia intramoesică, în sectorul valah al platformei, constituția soclului ar fi oarecum diferită față de cea

cunoscută în Dobrogea centrală și sudică. O particularitate o constituie existența unor intruziuni granitice, granodioritice și gabbroice (Paraschiv, 1979 a) a căror vîrstă nu este încă pe deplin precizată. Ele au fost considerate ca aparținînd soclului platformei și în consecință ar fi preordovicene sau chiar precambriene. Datări radiometrice mai noi au arătat vîrste hercinice, fapt pentru care granitele ar trebui să fie considerate contemporane unei părți a cuverturii de platformă și ar străbate eventual o parte a acesteia. Pe de altă parte, existența unor intruziuni hercinice ar constitui, într-o oarecare măsură, dovada unei mobilități mai ridicate în compartimentul valah al soclului moesic în timpul Paleozoicului sau cel puțin în aria mai ridicată Craiova-Balș-Opași (ridicarea sau pragul oltean).

Indiferent de vîrsta granitoidelor cunoscute în compartimentul valah al Platformei Moesice, vîrsta consolidării soclului este evident anterioară Ordovicianului sau Cambrianului (superior?), întrucît cuvertura sedimentară debutează cu depozite cambrian-ordovicene.

Acceptînd că soclul de tip valah se întinde la sud și sud-vest de falia intramoesică, el trebuie extins la sud de Dunăre în toată aria Platformei Moesice din Bulgaria.

### Alcătuirea și structura cuverturii Platformei Moesice

Cuvertura Platformei Moesice debutează în practic toate sectoarele sale cu depozite detritice ce sînt atribuite Ordovicianului și, eventual, și unei părți a Cambrianului. Ea se continuă, cu unele lacune, pînă în Neogenul superior sau Pleistocen. Mai multe decenii de studii stratigrafice asupra materialelor provenite din foraje (Murgeanu, Patrulius, 1960; Grigoraș et al., 1963; Paraschiv, 1975, 1979a; Iordan, 1981; Pătruț et al., 1983; Vinogradov, 1983; etc.) au condus la stabilirea mai multor cicluri majore de sedimentare.

*Ciclul Ordovician (+Cambrian superior?) — Carbonifer.* Caracterul predominant al acestui ciclu este detritic. Grosier sau mediu grosier în intervalul Ordovician și Devonianul mediu, el este predominant pelitic în Silurian și Devonianul inferior. Din Devonianul superior și pînă în Namurian, sedimentarea este predominant carbonatică (dolomitic-calcaroasă, cu nivele evaporitice), pentru ca în restul Carboniferului să revină sedimentarea detritică, pe alocuri cu episoade cărbunoase. Una din problemele fundamentale privind paleogeografia acestui ciclu este stabilirea sursei de material detritic pentru serii care depășesc, în unele zone, una sau mai multe mii de metri grosime. Luînd în considerare răspîndirea și grosimea formațiunilor sincrone din cele mai apropiate unități (Prebalcanii, domeniul danubian extern), s-ar părea că sursa era situată în aceste arii, lipsite sau acoperite doar de depozite subțiri de această vîrstă. Secvența carbonatică marchează o perioadă de încetinire a subsidenței și de instalare a unui regim sedimentar de apă puțin adîncă, pentru unele momente chiar de sedimentare intratidală.

Grosimea depozitelor corespunzătoare acestui ciclu este variabilă, subsidența mai accentuată înregistrându-se în depresiunile Alexandria și Călărași ; în zonele ridicate, pe lângă reducerea grosimii s-au înregistrat și lacune (locale) de sedimentare. Formațiunile detritice carbonifere se încheie cu Stephanianul sau Westphalianul. În orice caz, între acestea și Permian se recunoaște o lacună de sedimentare. Depozitele detritice carbonifere au o răspândire paleogeografică independentă în raport cu formațiunile mai vechi (mai ales în zonele ridicate), marcind în acest fel faptul că ele pot fi asimilate molaselor hercinice.

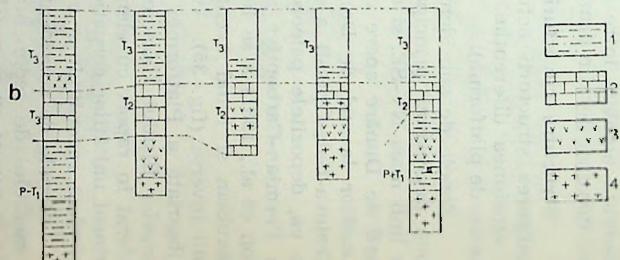
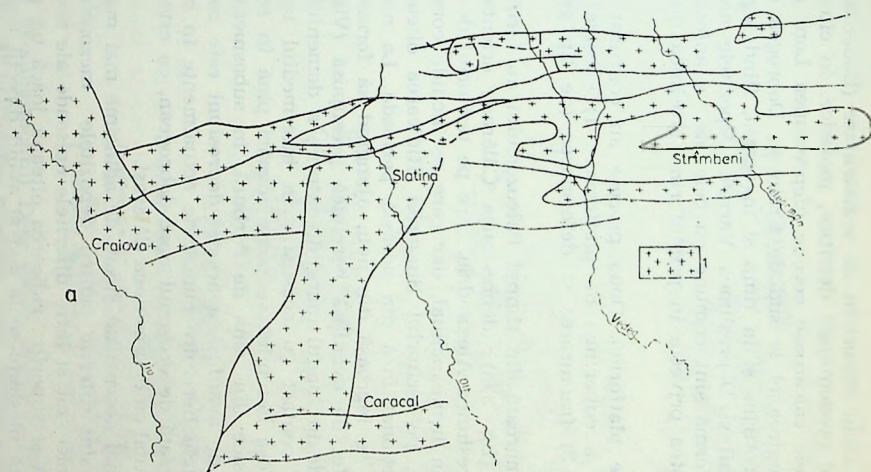
*Ciclul Permian-Triasic.* În cuprinsul acestui ciclu se disting trei secvențe majore : cea inferioară și cea superioară sint detritice, între ele interpunându-se o secvență carbonatică. În ansamblu, atit prin caracterele litofaciale, cit și prin resturile organice pe care le conține, Permian-Triasicul Platformei Moesice este de tip germanic. Acest caracter se recunoaște și în Prebalcani care reprezintă de fapt marginea deformată a platformei. La nivelul Permianului și al Triasicului inferior, dar mai ales în Triasicul superior se cunosc nivele de evaporite, anhidritice și/sau salifere. Foarte caracteristic pentru ciclul Permian-Triasic din Platforma Moesică este prezența efuziunilor acide și bazice situate la mai multe nivele (Paraschiv, 1978) în Permian-Eotriasic, în Triasicul mediu și chiar în Triasicul superior (fig. 33b). Efuziunile asociate depozitelor permian-triasice inferioare sint cantonate în cuprinsul unor structuri tafrogene, orientate cu precădere est-vest ; cele triasice urmăresc direcții diferite, în linii mari N-S (fig. 33a). Prezența magmatismului efuziv permian-eotriasic se înscrie în caracterele general europene ale acestui interval stratigrafic ; particularitatea Platformei Moesice o constituie prezența produselor efuzive în Triasicul mediu și superior. Originea magmatismului permian-triasic, subsecvent în raport cu ciclul orogenic hercinic, contemporan mai ales molaselor acestui ciclu, își găsește explicația într-un model care nu poate face apel la procese de consum (subducție), care la acea dată încetaseră, ci la procese tafrogene.

*Ciclul Jurassic-Cretacic.* Detritic în bază (Jurasicul mediu), predominant carbonatic masiv din Jurasicul superior pînă în Barremian, carbonatic-marnos în Cretacicul superior, cel de al treilea ciclu major de sedimentare din cuvertura Platformei Moesice are caractere litofaciale variate, cu schimbări de facies izocrone (Vinogradov et al., 1978 ; Costea et al., 1978 ; Vinogradov, 1983). În raport cu depozitele paleozoice (mai ales) și cele permian-triasice, formațiunile jurasic-cretacice sint mai puțin groase, în primul rind datorită caracterului mediului de sedimentare, predominant calcaros (neritic sau pelagic), pe alocuri evaporitic (la limita Jurassic-Cretacic și în Aptian). Discontinuitatea prealbiznă marchează o ridicare a platformei care poate fi corelată cu începutul intervalului tectogenetic mezocretacic, bine exprimat în cuprinsul Carpaților interni. În timpul tectogenezelor mezocretacice, Platforma Moesică a avut un rol important și activ în realizarea unora din structurile legate de primul paroxism getic.



Fig. 33. Dezvoltarea formațiunilor magmatice permo-triasice în Platforma Moesiă (după Paraschiv, 1978):

a - dezvoltarea tafrogenică a erupțiilor; 1 - erupțiuni permo-triasice nedivizate; b - corelarea magmatitelor; 1 - Keuper „Buntsandstein”; 2 - Muchelkak; 3 - magmatite bazice; 4 - magmatite acide.



*Ciclul Terțiar.* Ultimul ciclu important de sedimentare (Badenian-Pleistocen) cuprinde depozite predominant detritice, molasice. În câteva puncte se cunosc și depozitele calcaroase eocene (depresiunea Lom pe teritoriul Bulgariei și prelungirea ei la sud de Craiova; Dobrogea de sud) ce constituie un ciclu restrâns și în timp și în spațiu, fiind legat paleogeografice cu Prebalcanii și Depresiunea Varnei. Depozitele neogene ale cuverturii de platformă sînt comune cu cele ale avanfosei; diferența notabilă între acestea privește în primul rînd grosimea mult mai mare a celor din urmă.

**Structura cuverturii de platformă.** Două procese au concurat la realizarea structurii actuale a cuverturii de platformă: 1) subsidența și eroziunea diferențială și 2) fracturarea și deformarea (de tip germanic, de platformă).

Zonele de subsidență marcată din timpul Paleozoicului au format două depresiuni principale (fig. 34a): depresiunea Călărași, orientată în linii mari NV-SE, și depresiunea Alexandria, care pe teritoriul de la nord de Dunăre apare ca un hemisinclinal, dar care se închide cores-punzător la sud de Dunăre, pe teritoriul Bulgariei. Ridicarea olteană (Craiova-Balș-Optași) a funcționat încă din această perioadă. La nord de ea, depozitele paleozoice se îngroașă din nou, ajungînd să formeze în Permian-Carbonifer un fel de avanfosă hercinică presupusă (Visarion et al., 1981) a se întinde în lungul marginii externe a domeniului danubian și luînd eventual contact cu acestea prin intermediul unei falii inverse (fig. 35). Avanfosa hercinică se poate urmări pînă în aria subșariată a Platformei Mosice din zona de curbură, în subsamentul pînzelor flișului. Caracterul de avanfosă a acestei depresiuni este considerat în raport cu elementele hercinice cunoscute actualmente în cuprinsul unităților carpatice; față de orogenul nord-dobrogean, ea este o arierfosă, racordindu-se eventual cu depresiunea Călărași.

Zonele de subsidență mai accentuată și/sau de adîncime mai mare a mediului de sedimentare sînt diferite pentru depozitele mezozoice, atît în raport cu cele paleozoice, cît și între diferitele episoade ale acestora. Pentru Triasicul mediu și superior, ridicarea olteană joacă un rol însemnat, ariile de subsidență plasîndu-se la sud și avînd direcții aproximativ paralele cu ea. În Juristic și Cretacicul inferior (Prealbian), ariile depresionare (fig. 34b, c) au o dezvoltare și o orientare relativ transversală pe ridicarea olteană, fragmentînd substanțial pe acesta din urmă. Se constată chiar o rotire a direcției axei depresiunilor, de la NV-SE în Juristicul mediu, la NE-SV în Tithonic și Cretacicul inferior. Depresiunea din timpul Tithonicului și Cretacicului inferior — care se suprapune cel mai fidel depresiunii de soclu denumită Depresiunea Valahă (Dumitrescu et al., 1962) — ar putea fi considerată extinderea cea mai sudică a zonei depresionare mezozoice, urmărită de la nord de Carpați (Depresiunea Miechow), pe sub pinzele flișului din Carpații Orien-

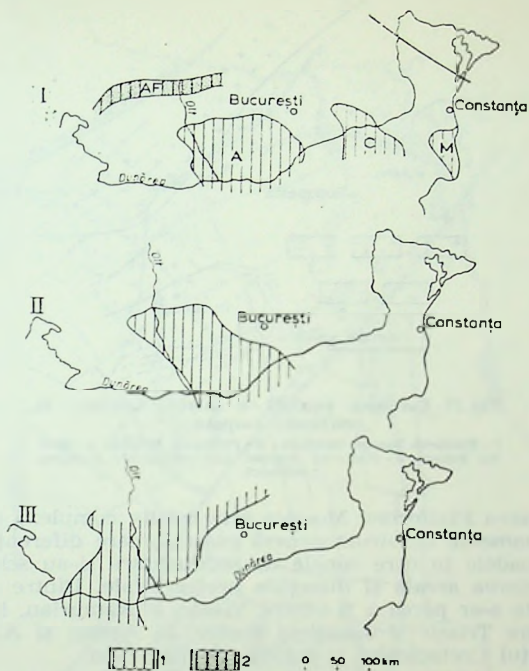


Fig.34. Principalele zone depresionare din Platforma Moesică:

*I* - paleozoice (*A* - Alexandria, *C* - Călărăși, *M* - Mangalia, *AF* - avanfosă hercinică); *II* - jurasice (după Parăschiv, 1983), *III* - tithonic-ecretacice (după Vinogradov et al., 1978);  
 1 - formațiuni din cuvertura de platformă; 2 - formațiuni molasice.

tali și subsamentul Depresiunii Focșani (avanfosa externă). În sectorul valah al platformei moesice, zona depresionară ar fi decalată dextru de falia intramoesică, ce a avut această mișcare de translație orizontală în decursul intervalului tectogenetic mezocretacic, dirijind procesele de subimpingere diferențiată a vorlandului.

Sedimentarea Neogenului Platformei Moesice este guvernată în primul rând de subsidența accentuată din avanfosa externă (suprapusă vorlandului). Cu excepția unei depresiuni morfologice de eroziune din lungul Jiului, umplută cu depozite neogene (relief negativ îngropat), forma subsidenței neogene a platformei situată la sud de avanfosă este cu precădere tabulară.



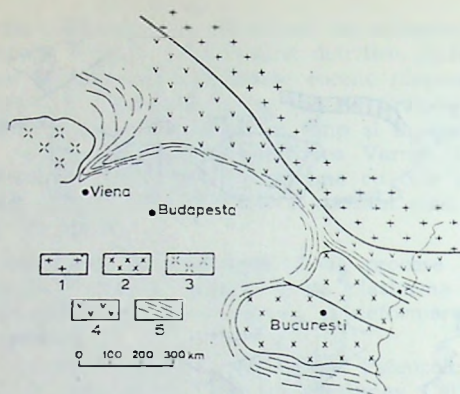


Fig.35. Corelarea posibilă a catenei hercinice în vorlandul carpatic:

1 - Platforma Europei Orientale; 2 - Platforma Moesică; 3 - Măsi-vul Bohem; 4 - Platforma Europei Centrale-Seitucă; 5 - catena hercinică.

Fracturarea Platformei Moesice este relativ complexă și însumează mai multe momente de structogeneză casantă, care diferențiază și delimitează perioadele în care zonele de sedimentare și-au schimbat substanțial disponerea areală și direcțiile preferențiale. Dintre acestea, cele mai însemnate s-ar părea a fi: între Visean și Namurian, înaintea Permianului, între Triasic și Jurasicul mediu, în Aptian și Albianul inferior, la sfârșitul Cretacicului și înainte de Badenian.

Luind în considerare cele mai importante fracturi, puse în evidență atât prin foraje, cit și prin cercetări geofizice (Paraschiv, 1983; Visarion, Sândulescu, inedit) (fig. 36), cele două compartimente distinse în cuprinsul Platformei Moesice (dobrogean și valah) se individualizează prin direcții structurale diferite. Primul este caracterizat de direcția NV-SE a principalelor fracturi, cele de al doilea, de direcția E-V. În aceasta din urmă se înscrie și orientarea ridicării oltenice care a avut și un rol paleogeografic important în decursul evoluției cuverturii de platformă. Dintre fracturile mai importante ale Platformei Moesice sînt de evidențiat următoarele:

— falia intramoesică, transcrustală, care se extinde pe o distanță foarte mare, de pe platforma continentală a Mării Negre (în sud-est) pînă sub pînza getică (în nord-est), are caracterele faliilor compozite, cu compartimentul sudic mai coborît și suferind succesiv translații mai întîi dextre și apoi senestre (cu acest din urmă caracter este activă și astăzi);

— falia Peceneaga-Camena, marcînd marginea nord-estică a Platformei Moesice, dovedită a fi ea o falie transcrustală cu o săritură

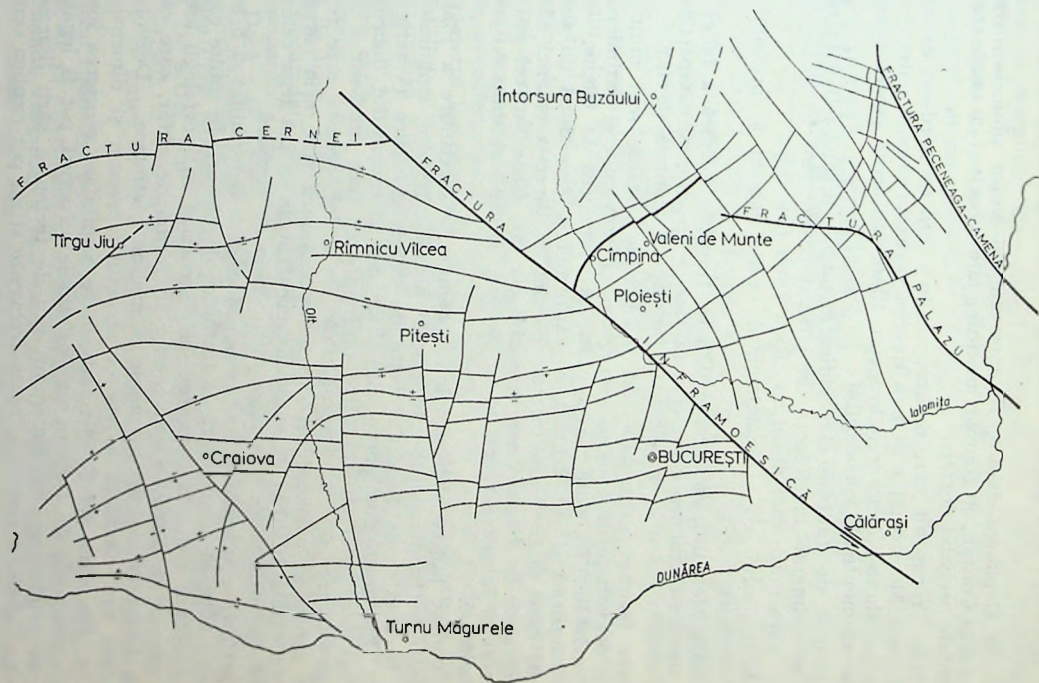


Fig.36. Principalele sisteme de fracturare ale Platformei Moesice (după Visarion, Săndulescu).

verticală de cel puțin 10 km, cu compartimentul nordic coborît și care a suferit translații orizontale mai ales dextre (fiind încă activă cu acest caracter) ;

— falia Capidava-Ovidiu, recunoscută cel puțin pînă la nivelul discontinuității Conrad, cu compartimentul sudic coborît și cu unele translații orizontale probabil dextre ;

— falia Troțușului, care delimitează în colțul de nord-est extinderea Platformei Moesice și o separă de cea corespunzătoare catenei sau aulacogenului dano-polono-predobrogean, fiind sub acest aspect comună mai multor elemente ale vorlandului ;

— grupul de falii asociat ridicării oltene (Craiova-Balș-Optași), care are actualmente morfologia unui horst ce coboară în trepte succesive atît spre nord (mai ales), cit și spre sud (fig. 35) ;

— falia Jiului, cu compartimentul estic coborît și probabil cu translații senestre ;

— falia Motrului, care reprezintă continuarea nordică a faliei Timocului, are de asemenea caracterul faliiilor compozite, cu compartimentul estic ridicat și cu o importantă translație orizontală dextră.

Aceste fracturi principale sînt însoțite de sisteme mai mult sau mai puțin dezvoltate de fracturi secundare, cu amploare și extindere pe direcție variabile. Totodată, se constată că afundarea în trepte, spre avanfosa carpatică și sub aceasta, a platformei se face după un sistem de fracturi care se curbează treptat, paralel cu direcția catenei carpatice. Acest grup de fracturi este probabil cel mai tînăr sau cel puțin a fost generat și în parte reactivat în Neogen, în același timp cu subsidența avanfosei.

Se cunosc puține date privind sistemul de fracturare a Platformei Moesice în fundamentul subsariat al pinzelor Elișului, singurele formații în acest sens fiind furnizate de datele geofizice (Visarion et al., 1979). Ele arată dominarea direcțiilor compartimentului dobrogean în tot cuprinsul ariei situată între prelungirea spre nord-est a faliei Peceneaga-Camena și falia intramoestică. De altfel, această arie reprezintă un panou al vorlandului care înaintează încă spre aria carpatică (Rădulescu et al., 1976) și de subîmpingerea căruia se pot lega cele mai noi cutări (intrapleistocene) cunoscute în zona de curbură.

Fracturarea avansată a Platformei Moesice a determinat și o adaptare relativ plastică a cuverturii la tectonica de blocuri. În multe cazuri, această adaptare a dus la formarea unor structuri cu morfologii asemănătoare cutelor de învelire sau cutelor în formă de cufăr, care caracterizează tectonica de tip germanic a multor platforme. Dezvoltarea brachiformă sau circulară a acestor structuri, precum și dimensiunile lor reduse, frecvența lor fiind relativ mare, subliniază asocierea lor genetică cu procesele de fracturare. Deși unele structuri pot fi legate de procese de alunecare sinsedimentară sau de tectonica sării (Paraschiv, 1983), totuși ele sînt restrinse, puțin frecvente și nu pot explica complexitatea arhitecturii cuverturii Platformei Moesice.



Existența unor înclinări relativ mari (40—50°), care nu sînt decît locale, poate fi explicată prin caracterul specific structurilor de platformă care pe marginile blocurilor cu deplasări verticale contrare pot fi dislocate destul de intens. Prezența formațiunilor salifere poate accentua dislocațiile de îmbrăcare a blocurilor, dar în cazul Platformei Moesice nu joacă un rol primordial în generarea acestora.

## EVOLUȚIA GEOTECTONICĂ PREALPINA A VORLANDULUI CARPATIC

În vorlandul carpatic se recunosc produsele a patru cicluri sau ere geotectonice prealpine: svecofeno-carelian, cadomian, caledonian și hercinic. Răspîndirea areală a structurilor rezultate din aceste patru cicluri este inegală, ca și intensitatea deformării și a proceselor care o însoțesc, inclusiv a proceselor de metamorfism.

*Ciclul svecofeno-carelian* a cuprins arii întinse din vorlandul carpatic, din afara limitelor soclului Platformei Europei Orientale. Dovada este în primul rînd recunoașterea produselor acestui ciclu în cuprinsul Platformei Moesice și presupunerea (Pozaryski, 1973) că întreaga platformă poloneză din fața Carpaților și a Sudeților este situată deasupra unui soclu regenerat, similar cu cel al Europei orientale. Acceptînd aceste premise, svecofeno-careliidele s-au extins practic în tot vorlandul carpatic. Caracterul lor predominant granitic sau gnaisic conduce la încadrarea lor într-o arie continentală. Este încă lipsit de un suport convingător căutarea în cuprinsul acelei arii a unor elemente care să poată fi comparate cu suturile ofiolitice din catenele fanerozoice, mai ales avînd în vedere raritatea informațiilor privind structura formațiunilor svecofeno-careliene din soclul platformelor. S-ar putea pune în discuție, ca o ipoteză de lucru, semnificația seriilor amfibolitice cu dezvoltare importantă. Deocamdată, nu este însă demonstrat că ele au o origine și o alcătuire comparabile cu seriile ofiolitice cunoscute actualmente în catenele tinere. Dacă s-ar admite totuși o astfel de asemănare, ar trebui ca ele să fie considerate peste tot în poziție tectonică alohtonă, întrucît sînt suprapuse unor complexe caracteristice scoarței continentale (granite și gnaise). De altfel, este posibil ca evoluția scoarței și/sau a litosferei să fi fost dirijată în Precambrianul mai vechi decît ciclul cadomian după legi care ar putea să fie diferite în unele aspecte de cele ale tectonicii plăcilor.

*Ciclul cadomian (assyntic sau baicalian)*, ale cărui produse au fost recunoscute în aflorim în Dobrogea, iar în froaje în mai multe locuri din vorlandul carpatic, a cuprins o arie ceva mai largă decît viitorul aulacogen caledonian dano-polono-predobrogean, dar cu o orientare și extindere pe direcție foarte asemănătoare. Existența unor formațiuni

metamorifice care aparțin ciclului cadomian (seria de Cocoșu), recunoscute în Dobrogea meridională, arată că remobilizarea cadomiană a cuprins toată aria Svecofeno-Carelidelor din vorlandul carpatic, situate la exteriorul Platformei Europei Orientale, fapt presupus (Pozaryski, 1973) și în vorlandul carpatic din Polonia. Această situație este conformă cu faptul că atât în cadrul metamorfitelor din Carpați, cât și al celor din Sudeți au fost recunoscute tectogenezele cadomiene, arătând că aria mobilă de această vîrstă era mult mai extinsă.

O analiză într-o oarecare măsură mai detaliată a Cadomidelor din vorlandul carpatic se poate face în lungul transversalei dobrogene. Avînd în vedere caracterele metamorifice ale seriei cadomiene de Megina din Dobrogea de nord, se poate constata că, în raport cu ea, seria șisturilor verzi este mult mai slab metamorfozată (ankimetaforfozată). Sub acest aspect, sensul polarității de metamorfism al Cadomidelor din Dobrogea este de la nord la sud (în sensul invers creșterii gradului de metamorfism). Mai greu de precizat este gradul metamorfic al elementelor cadomiene din subsolul Depresiunii Predobrogene. Ele ar putea să aibă un metamorfism mai ridicat (în sensul polarității menționate mai sus) sau ar putea să fie asemănătoare șisturilor verzi, marcînd trecerea la depozitele nemetaforfozate ale cuverturii Platformei Europei Orientale. Conform celei de a doua ipoteze, polaritatea de metamorfism a Cadomidelor, pe transversala dobrogeană, ar fi bilaterală și centrifugă. Ținînd seama de gradul mai ridicat de metamorfism al formațiunilor corespunzătoare ciclului cadomian din domeniul danubian, care este unitatea cea mai apropiată de Platforma Moesică, se ajunge la o polaritate metamorfică bilaterală, centripetă, conform căreia seria șisturilor verzi este situată în zona de simetrie a cuplului. Sub un alt aspect, prezența relativ abundentă a granitelor cadomiene în domeniul danubian creează o oarecare asimetrie a cuplului.

Conform caracterelor sale sedimentologice, seria șisturilor verzi reprezintă cel mai vechi fliș din vorlandul carpatic și se situează printre primele flișuri dovedite în dezvoltarea geotectonică a Europei. Desigur că unele serii terigene groase, recunoscute în succesiunea terenurilor metamorifice precambriene (mai vechi decît ciclul cadomian) din diferite zone cutate, ar putea fi asimilate flișurilor, dar este evident că în timpul ciclului cadomian sînt înregistrate pentru prima oară procese sedimentare comparabile cu cele care au generat formațiunile de fliș paleozoice, mezozoice sau terțiare. Acest fapt, recunoscut și în Dobrogea, ar putea constitui unul dintre argumentele ce se pot aduce în sprijinul distincției a două mari perioade în dezvoltarea scoarței terestre, presupuse de Stille: Protogeicul și Neogeicul, separate de umbrucul algonkian. Nu este lipsit de valoare a presupune că și evoluțiile geotectonice au fost diferite, desigur nu fundamentale, ci doar în unele aspecte, ipoteză care ar explica particularitățile ale terenurilor precadomiene, de care am amintit mai înainte și la care vom reveni.

*Ciclul caledonian* este relativ bine exprimat în vorlandul carpatic. În primul rînd este vorba de catena sau aulacogenul dano-polono-predobrogian. Lărgimea ariei în care s-a manifestat acest ciclu în

vorland este mai restrînsă în raport cu cea a Cadomidelor. Existența metamorfitelor caledoniene și în Carpați arată, și de data aceasta, că aria mobilă corespunzătoare acestui ciclu geotectonic era mult mai extinsă. Este însă evident că cele două arii — cea recunoscută actualmente în vorland și cea din aria alpină — constituiau două ramuri diferite.

Analiza cea mai concludentă ce se poate face elementelor caledoniene din vorlandul carpatic se poate realiza pe o transversală situată la nord de Carpați. Aici se poate constata (Znosko, 1974), așa cum s-a arătat mai înainte, că atât polaritatea metamorfică, cât și vergența structurilor este în sensul de la vest spre est, adică spre Platforma Europei Orientale. Mult mai puțin evidente sînt caracterelor caledonidelor pe transversala dobrogeană. Vergența elementelor ce ar putea fi caledoniene din Dobrogea de nord pare a fi de asemenea spre Platforma Europei Orientale; probabil că și polaritatea metamorfică are același sens, deși metamorfitele de această vîrstă aflorază pe suprafețe prea mici pentru a permite concluzii concludente.

Caracterul ensialic al zonei mobile care a generat Caledonidele ce se întind în lungul vorlandului carpatic este subliniat, pînă la un punct, și de lipsa unor manifestări magmatice importante atît cu caractere bazice și/sau ultrabazice, cît și cu caracter calco-alkalin. Acest context susține concluzia că zona a avut mai degrabă trăsăturile unui aulacogen decît cele ale unei zone mobile geosinclinale tipice.

Contemporan cu dezvoltarea zonei caledoniene dano-polono-predobrogene, în vorlandul carpatic au existat arii cratonizate, pe care s-au dezvoltat cuverturi sedimentare. Reamintim că ele sînt cele care acoperă Platforma Moesică și Platforma Europei Orientale. Dacă pentru cea din urmă ea reprezintă continuarea unei cuverturi mai vechi, în cuprinsul primeia reprezintă începutul ei. Dezvoltarea Caledonidelor în vorlandul Carpaților românești între două arii de platformă subliniază și din acest punct de vedere condițiile de tip aulacogen.

*Ciclul hercinic* este, cu excepția Dobrogei de nord, a Sudeților și a posibilei prelungiri a acestora în fundamentul subșariat al pînzelor flișului, mai puțin reprezentat în vorlandul carpatic. De altfel, ariile mobile hercinice au o cu totul altă configurație decît cele cadomiene și caledoniene.

În limitele orogenului nord-dobrogean, remobilizarea hercinică privește o arie ce nu depășește cu mult pe cea a viitorului geosinclinal intracratonic alpin. Legătura lui cu centura hercinică din Europa centrală este doar ipotetică, amendată de multe necunoscute. Atît aceasta, cît și corelările posibile spre est vor fi analizate într-un alt capitol.

Continuarea elementelor hercinice din Sudeți și Moravo-Silezide în vorlandul subșariat al Carpaților externi este condiționată de acceptarea premisei conform căreia, la sud de Brno, acestea se curbează puternic spre est. Ele ar fi putut constitui astfel în parte subasmentul primar al foselor de sedimentare ale unei părți a unităților moldavice. Sub acest aspect, datele indirecte, oferite de analiza materialului provenit din cordilierele intrageosinclinale, aduc unele clarificări în sensul că în depozite de fliș cunoscute în Carpații Septentrionali și Carpații Ori-



entali se recunosc resturi care dovedesc că cel puțin depozite carbonifere și permieni, de molasă, au luat parte la alcătuirea cordilierelor amintite. În consecință, cel puțin zona externă, de tipul avanfosei sude-tice, s-ar fi putut continua în aria actualmente situată în subasamentul pinzelor flisului.

În general, exceptînd orogenul nord-dobrogean, vorlandul carpatic nu a înregistrat în timpul ciclului hercinic o evoluție geotectonică accentuat mobilă care să poată fi comparată cu ariile geosinclinale. Existența orogenului nord-dobrogean hercinic prefigurează oarecum geosinclina-lul intracratonic alpin și subliniază poziția intraorogenică a Platfor-meii Moesice care are astfel caracterele unui masiv median. O astfel de situație ar explica, pînă la un punct, unele particularități ale Platformei Moesice, ca de exemplu subsidența în timpul Paleozoicului, posibilitatea existenței unor intruziuni paleozoice, fracturarea avansată, dezvoltarea vulcanismului permian-triasic etc.

Zona dano-polono-predobrogeană a avut în timpul ciclului herci-nic o evoluție predominant tafrogenică. Desigur că s-ar putea ca struc-turile de această vîrstă să fie în parte grabene și horsturi de compre-siune, cu marginile de tipul faliilor inverse. În orice caz, din Carboni-ferul superior și/sau Permian, Depresiunea Predobrogeană este locul de acumulare a unor depozite molasice, putînd fi considerată avanfosa her-cinică a Dobrogei septentrionale.

Evoluția geotectonică a vorlandului carpatic, analizată din Precam-brian pînă la sfîrșitul Paleozoicului, permite următoarele concluzii :

— ciclurile geotectonice care s-au succedat și, în parte, s-au supra-pus au afectat arii din ce în ce mai înguste ;

— caracterele zonelor mobile au îmbrăcat aspecte diferite de la un ciclu la altul ;

— corelarea elementelor din vorland cu cele de aceeași vîrstă ce aflurează în unitățile orogenului carpatic se face cu greutate, cele două ansambluri aparținînd unor domenii diferite în timpul evoluției lor prealpine ;

— relațiile primare dintre zonele cutate din vorlandul carpatic au fost parțial schimbate datorită translațiilor orizontale mutuale care au avut loc între diferite porțiuni ale acestuia în timpul proceselor de sub-șaraj contemporane tectogenelor alpine.

## 5

# OROGENE

Cele două catene orogenice alpine cunoscute pe teritoriul României ocupă arii net diferite din punctul de vedere al întinderii lor. În timp ce Orogenul Carpatic, la care se poate atașa și avanfosa, acoperă mai mult de jumătate din teritoriul țării, Orogenul Nord-Dobrogean formează un cordon relativ îngust și cu extindere redusă pe direcție. Deosebirea dintre aceste două orogene nu privește doar dimensiunile lor, dar și poziția, complexitatea și evoluția temporală și geotectonică. Carpații reprezintă un segment dintr-o importantă zonă de cutări alpine, ce se extinde de la Gibraltar pînă în sud-estul Asiei. Dobrogea nordică, împreună cu prelungirea ei nord-vestică, constituie doar capătul occidental al unei catene ce se continuă spre est pînă în Asia centrală, fiind situată la nord de aria alpină majoră din care fac parte Carpații. În timp ce Carpații înglobează porțiuni ale marginii sudice a plăcii continentale europene, precum și elemente oceanice sau continentale situate la sud de aceasta, Orogenul Nord-Dobrogean este situat în cuprinsul plăcii europene. Dacă pentru Carpați evoluția alpină a durat pînă în Neogen și pe alocuri chiar pînă în Pleistocen, ea s-a încheiat în Orogenul Nord-Dobrogean în timpul Cretacicului inferior, după care el s-a integrat în vorlandul carpatic. În linii cu totul generale, dacă Carpații pot fi comparați cu Alpii, Orogenul Nord-Dobrogean are poziția Piri-neilor.

Diferite prin unele caractere importante, cele două catene, Carpații și Dobrogea nordică, se aseamănă însă printr-unul fundamental, acela de a materializa produsele etapelor aceluiași ciclu geotectonic, și anume cel alpin.

### OROGENUL NORD-DOBROGEAN

Aria cutată alpină, situată între falia Peceneaga-Camena, la sud și sud-vest, și falia Sfintu Gheorghe, la nord și nord-est, constituie Orogenul Nord-Dobrogean. El aflurează în cuprinsul Dobrogei septentrionale

și se prelungește la nord-vest de Dunăre sub depozite tinere de vîrstă neogenă ; în acest din urmă sector este cunoscut sub numele de promontoriu nord-dobrogean.

Suess (1902) este cel care a subliniat importanța și, pînă la un punct, independența ariei cutate din Dobrogea septentrională pe care o îngloba în catena chimerică, împreună cu Crimeea muntoasă și Insula Șerpilor. Acest autor extinde aria chimerică și în Platforma Prebalcanică, precum și în stepele Crimeii.

Murgoci (1911) dezvoltă problema ariei chimerice, pe care o consideră că se întinde spre nord-vest în subasamentul autohton al pînzelor flișului din Carpați, iar spre est pînă în Crimeea și Caucaz (fig. 2). Murgoci cuprinde în aria chimerică și structurile din Dobrogea centrală și meridională pe care le extindea în fundamentul Cîmpiei Române. Folosind denumirea de „arie chimerică“, el acordă o mare importanță deformărilor mezozoice (precnomaniene) care au afectat-o, pe care le paralelizează cu deformările de aceeași vîrstă din Carpații interni (dacici).

Sublinierea explicită a poziției particulare a Dobrogei de nord în raport cu platformele mai vechi de la sud și de la nord de aceasta o face Stille (1953). El consideră că Dobrogea septentrională face parte dintr-o zonă cutată pe care o separă sub denumirea de Sarmatide, ce se întinde din Munții Swietokrzyskie din Polonia, prin Dobrogea de nord, pînă în Crimeea și Caucaz (fig. 37). Sarmatidele provin, după acest autor, dintr-un geosinclinal aparte (Sondergeosynklinale), a cărui cutare și consolidare s-a făcut treptat din capătul său nord-vestic, unde a început în hercinic (după Stille), prin Dobrogea de nord (chimerică) pînă în capătul estic (Caucaz) unde este alpină tînără. Geosinclinalul era situat între

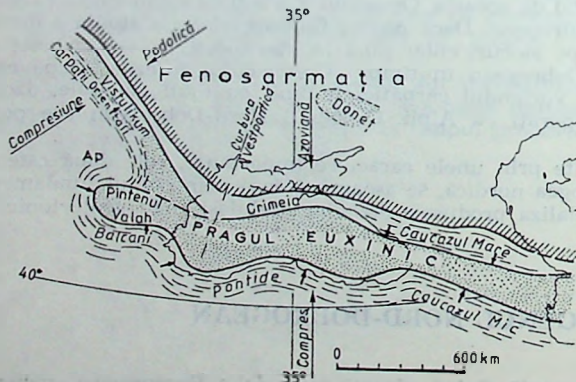


Fig.37. Dezvoltarea Sondergeosynclinalului Sarmatidelor (între Fenosarmatia și Vistulikum (punctat) (după Stille, 1953).



Feno-Sarmatia (Platforma Europei Orientale) și Vistulikum (cu precădere de vîrstă caledoniană). La acesta din urmă Stille îngloba Dobrogea centrală și de sud.

Boncev (1947), ca și Muratov (1955), considerau Dobrogea de nord ca aparținînd ariei cîtate hercinice, primul înglobînd-o la Platforma Moesică, cel de al doilea la Platforma Scitică.

Pe prima ediție a Hărții tectonice a României (Dumitrescu et al., 1962) Orogenul Nord-Dobrogean era considerat ca provenind dintr-un geosinclinal hercinic special, care a găzduit și deformări tectogenetice chimerice vechi.

Datele de detaliu privind structura Dobrogei de nord, în primul rînd datele postume pe care le datorăm lui O. Mirăuță, au subliniat tot mai mult importanța deformărilor alpine în cuprinsul acestei zone. Deși a rămas să fie considerată o catenă alpină cu caractere particulare (catenă intracratonică — Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970), apartenența ei la regiunile de cutare alpină nu a mai prezentat dubii.

Considerată mult timp ca o unitate relativ omogenă, Dobrogea de nord s-a dovedit a avea o structură diversificată, în cuprinsul ei putîndu-se distinge mai multe unități tectonice. Mai întîi a fost scoasă în evidență (Ianovici et al., 1961 ; Mirăuță, Mirăuță, 1965 ; Mutihac, 1964) dife-

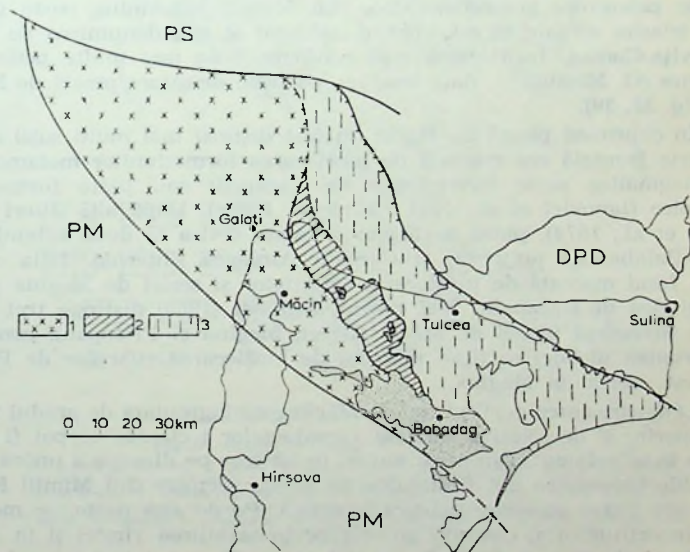


Fig.38. Schița tectonică a Orogenului Nord-Dobrogean:

1 - pinza de Măcin; 2 - pinza de Niculițel; 3 - pinza de Tulcea (*fwuctal* - acoperțura post-tectogenetică); PM - platforma Moesică; PS - Platforma Scitică; DPD - Depresiunea Predobrogeană).

rența dintre partea internă, sud-vestică, care constituia zona paleozoică (Măcin) și partea nord-estică, adică zona Tulcea. Partea internă a zonei Tulcea a fost mai tirziu separată (Patrulius et al., 1973; Mureșan, 1975; Rădulescu et al., 1976) ca o unitate independentă și denumită unitatea de Consul — Niculițel sau unitatea de Niculițel. S-a ajuns astfel ca în cuprinsul Orogenului Nord-Dobrogean să fie distinse trei unități tectonice majore (Măcin, Niculițel și Tulcea) între care există relații de încălecare de vîrstă alpină (fig. 38). Amploarea încălecărilor este încă neprecizată, dar există premise conform cărora ele se pot asemăna cu pinzele de șariaj.

Cele trei unități alpine amintite mai sus sînt acoperite discordant de formațiunile cretaceice superioare ale bazinului Babadag, care debutează cu depozite cenomaniene.

### PINZA DE MĂCIN

Cea mai internă unitate alpină recunoscută, în afloriment, în cuprinsul Orogenului Nord-Dobrogean este reprezentată de unitatea sau pinza de Măcin. Conturul său frontal este marcat de încălecarea formațiunilor paleozoice și prepaleozoice din Munții Măcinului, peste depozitele triasice situate la est, contur cunoscut și sub denumirea de linia Luncavița-Consul. Încălecarea este confirmată de mai multe petice de acoperire (O. Mirăuță — date inedite), păstrate deasupra pinzei de Niculițel (fig. 38, 39).

În cuprinsul pinzei de Măcin au fost distinși mai mulți solzi a căror parte frontală era marcată de încălecarea formațiunilor metamorfice sau magmatice peste formațiunea de Carapelit sau peste formațiuni mezozoice (Ianovici et al., 1961; Mirăuță, 1966c). După alți autori (Patrulius et al., 1974), pinza de Măcin se poate diviza în două subunități: Măcin-Balabancea (externă) și Carcaliu-Atmagea (internă), falia ce le separă fiind marcată de încălecarea granitelor și seriei de Megina peste formațiunea de Carapelit. Mai recent, Seghedi (1980) distinge trei subunități în cadrul pinzei de Măcin (Greci, Megina și Pricopan), considerînd fruntea ultimei ca fiind marcată de încălecarea cuarților de Pricopan peste seria de Megina.

Lămurirea structurii pinzei de Măcin este îngreuiată de gradul mare de acoperire și de relativa raritate a contactelor tectonice ce pot fi examinate în afloriment. Din acest motiv, urmărirea pe direcție a unora dintre faliile inverse ce pot fi stabilite în câteva sectoare din Munții Măcinului este într-o oarecare măsură ipotetică. Pe de altă parte, se mențin unele incertitudini și datorită greutăților în stabilirea vîrstei și în corelarea formațiunilor metamorfice presiluriene. Se pot totuși avea în vedere câteva elemente mai bine definite care constituie puncte de plecare în descifrarea structurii pinzei de Măcin :

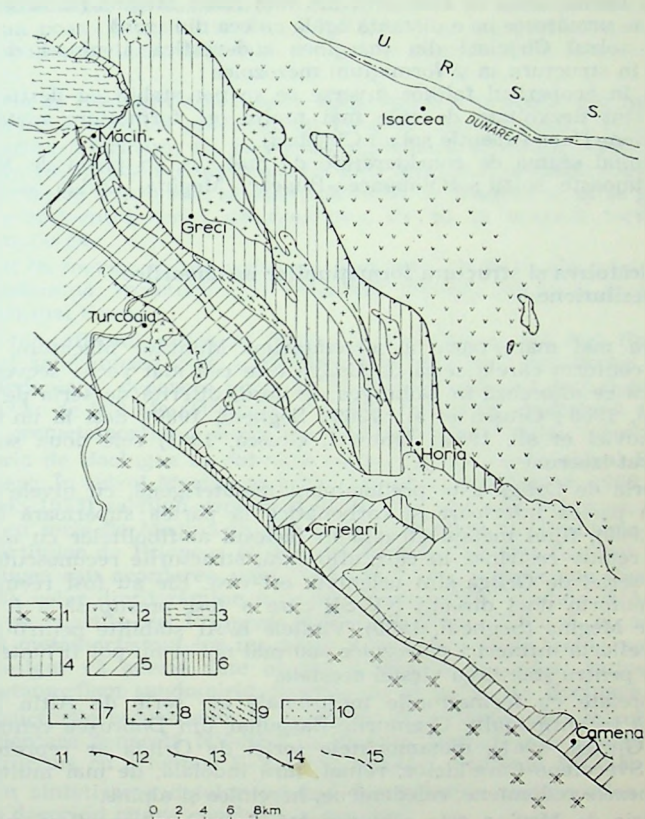


Fig.39. Schița tectonică a pinzei de Măcin:

1 - Platforma Moesică; 2 - pinza de Nicușel; 3-9 - pinza de Măcin (3 - solzul Orlița; 4 - solzul Balabanca-Buceag; 5 - solzul Măgina; 6 - solzul Cîrjelari; 7 - granițe alcaline în solzul Măgina; 8 - granițe și granodiorite, în solzii Măgina și Balabanca-Buceag; 9 - gnaisele de Măgina, în solzul Măgina); 10 - acoperțura post-tectogenică; 11 - falia Peceneaga-Camena; 12 - conturul de eroziune al pinzei de Măcin; 13 - solzi și petece de acoperize (alpine); 14 - solzi prealpiini, 15 - forfecări intracutanate.



— cea mai evidentă încălecare ce se poate urmări în cuprinsul unității este falia Megina, ce se întinde pe mai mult de 40 km lungime de la sud-est de localitatea Atmagea până la vest de Dealul Carcaliu ;

— formațiunea de Carapelit din fața faliei Megina (în sensul încălecării) se urmărește pe o distanță egală cu cea din urmă ;

— solzul Cîrjelari din marginea sud-vestică a pinzei de Măcin implică în structura sa și formațiuni mezozoice ;

— în acoperișul faliiilor inverse ce se pot stabili cu destulă certitudine sînt dezvoltate de cele mai multe ori formațiuni metamorfice presiluriene (face excepție solzul Cîrjelari).

Ținînd seama de considerațiile de mai sus, în pinza de Măcin se pot recunoaște solzii : Balabanca-Bugeac, Megina, Orlița și Cîrjelari (fig. 39).

### **Alcătuirea și structura formațiunilor metamorfice presiluriene**

Cea mai mare parte a cercetătorilor Munților Măcinului acceptă ipoteza conform căreia seria de Orlița este cea mai veche secvență metamorfică ce află în Dobrogea de nord, diferită de seria de Megina (Mirăuță, 1966 ; Giușcă et al., 1969 ; Seghedi, 1980), deși la un moment dat (Ianovici et al., 1961 ; Ianovici, Giușcă, 1961) cele două serii erau considerate izocrone.

Seria de Orlița este predominant metaterigenă, cu nivele amfibolitice în partea inferioară și carbonatice la partea superioară (Seghedi et al., 1980), fiind metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin. În aria relativ restrînsă în care află, structurile recunoscute în cuprinsul seriei de Orlița sînt orientate est-vest. Ele au fost recutate mai tîrziu conform unei direcții NV-SE care a fost presupusă a fi proprie seriei de Megina (Seghedi, 1980). Vîrstele K-Ar stabilite pentru seria de Orlița reflectă întînirii paleozoice sau mai noi și nu pot fi luate în considerare pentru stabilirea vîrstei acesteia.

Corelate cu formațiunile mezozonale ale seriei de Altîn Tepe ce află în anticlinalul Ceamurlia-Başpunar din Dobrogea centrală (Ianovici, Giușcă, 1961), metamorfitele seriei de Orlița ar reprezenta un rest al Svecofeno-Carelidelor, reluat, fără îndoială, de mai multe ori de tectogenezele cadomiene, caledoniene, hercinice și alpine.

Seria de Megina este caracterizată de un metamorfism mezozonal și de predominarea rocilor metaeruptive bazice (metadiorite, metagabbrouri, metabazalte, metatufuri bazice), pe lângă care, la partea superioară, se dezvoltă roci cuarțo-feldspatice (Mirăuță, 1966 ; Seghedi, 1980).

Formațiunile metamorfice aparținînd seriei de Megina află în succesiuni oarecum diferite în doi dintre solzii pinzei de Măcin :

— în solzul Megina această serie succede gnaisurile (sau granitele gnaisice) de Megina și este acoperită, cel puțin geometric, de cuarțitele de Priopcea ;

— în solzul Balabancea-Bugeac, seria de Megina este acoperită discordant de seria de Boclugea și/sau de cuarțitele de Priopcea.

Acceptând vârsta cambriană a seriei de Boclugea, precum și existența discordanței de metamorfism între aceasta și seria de Megina, cea de a doua poate fi atribuită Precambrianului superior și eventual bazei Cambrianului, metamorfismul și cutarea ei înscriindu-se în ciclul cadomian.

Seria de Boclugea este o serie epizonală și a provenit din metamorfozarea unei succesiuni predominant terigene. Acestei serii i s-au atașat, fie la partea inferioară, fie la partea superioară (Mirăuță, 1966; Patrușiu et al., 1973) secvențe amfibolitice. Este mult mai probabil (Seghedi — date inedite) ca aceste roci să aparțină seriei de Megina și să se găsească fie în subsolul seriei de Boclugea, fie să ia contact tectonic de încălecare cu ea.

Atit în metamorfitele seriei de Boclugea, cit și în ale celei de Megina predomină structurile cu orientări NV-SE, recutate însă și de deformări mai tinere.

Metamorfismul seriei de Boclugea este datorat cel mai tirziu tectogenezei sandomirice (sau sardinice), care este cea mai veche tectogeneză caledoniană, deoarece pe roci din această serie au fost determinate vârste K/Ar de 508 Ma (Minzatu et al., 1975). Vârsta cambriană a formațiunilor premetamorfice a seriei de Boclugea apare astfel verosimilă.

Seria de Boclugea se dezvoltă caracteristic doar în solzul Balabancea-Bugeac. În solzul Megina ea a fost considerată (Mirăuță, 1966; Patrușiu et al., 1973) ca fiind reprezentată de cuarțitele de Priopcea, al căror contact cu seria de Megina în acest solz este tectonic. Problema echivalării cuarțitelor de Priopcea (și a echivalentelor lor din Bugeac) cu seria de Boclugea sau acordarea unei vârste mai noi, ordovicene (Seghedi et al., 1980), celor dintii rămîne o problemă deschisă. Vârstele K/Ar determinate pe cuarțite de Priopcea (417—445 Ma — Giuscă et al., 1967) arată că metamorfismul lor nu poate fi mai nou decît tectogeneza taconică; desigur că aceste date ar putea reprezenta valori întinerite ale unui metamorfism sandomiric, izocron cu al seriei de Boclugea.

Structurile recunoscute în cuarțitele de Priopcea din solzul Megina au o orientare generală NV-SE; în Bugeac, formațiunile cuarțitice prezintă structuri cu orientări E-V și cu recutări orientate NV-SE.

Din sintetizarea datelor privind formațiunile metamorfice presiluriene se desprind cîteva concluzii, și anume:

— formațiunile metamorfice au fost generate în trei cicluri geotectonice: precadomian (foarte probabil svecofeno-carelian), cadomian și caledonian;

— formațiunile precambriene au fost metamorfozate în condițiile mezozonale, iar cele cambriene sau cambrian-ordovicene, în condiții de epizonă;

— tectogeneza caledoniană ar putea să se fi realizat în două faze, sandomirică și taconică, sau într-una singură, sandomirică.

## Alcătuirea și structura formațiunilor silurian-carbonifere și mesozoice

Formațiunile slab sau nemetamorfozate din pinza de Măcin se pot grupa în mai multe cicluri sedimentare, două fiind paleozoice și două mesozoice. Principalele contribuții din ultimele decenii care au condus la stabilirea succesiunii și litostratigrafiei acestor formațiuni se datoresc lui Mirăuță și Mirăuță (1962), Mirăuță (1966 a, b, c), Ianovici et al., (1961) și Patruțiu et al. (1973).

Silurianul (formațiunea de Cerna), calcaros în bază și predominant filitos în rest, și Devonianul inferior (formațiunea de Bujoarele), calcaros în jumătatea inferioară și grezo-șistos cu caractere de fliș în cea superioară, formează primul ciclu de sedimentare. Succesiunea prezintă urmele unui slab metamorfism, precum și o șistozitate relativ avansată.

Carboniferul inferior (formațiunea de Carapelit), separat de o clară lacună cu discordanță de termenii mai vechi, constituie al doilea ciclu de sedimentare. Între primul și al doilea ciclu a avut loc o primă fază de instruziuni granitice.

Formațiunea de Carapelit este o serie predominant detritică, debutând cu secvențe conglomeratice, urmate de o succesiune grezo-șistoasă cu caractere de fliș (faciesul de Măcin) în solzul Balabancea-Bugeac și cu caractere predominant pelitic-șistoase (faciesul de Camena) în solzul Megina (Mirăuță, 1966 b). Afectată de o șistozitate aproape generală, formațiunea de Carapelit este slab metamorfozată (ankimetamorfism).

În formațiunea de Carapelit se cunosc intercalații sau silluri de roci ignimbrice, respectiv riolitice și bazaltice (Mirăuță, Mirăuță, 1962 ; Mirăuță, 1966 ; Russo-Săndulescu et al., 1975).

Caracterele litologice ale rocilor conglomeratice sau grezoase groșiere din formațiunea de Carapelit arată că ele sînt de tipul polimictic. Gaeții sînt constituiți din șisturi metamorfice și granite de tipul celor care se cunosc în pinza de Măcin. Sursa pentru materialul ruditic și arenitic nu trebuie deci căutată prea departe ; ea era situată în interiorul și pe marginea externă a zonei corespunzătoare actualei pinze. Trogurile în care se depuneau depozitele arenitice, ce constituie cea mai groasă formațiune paleozoică, erau alungite pe distanțe relativ mari, dacă se ia în considerare și promontoriul nord-dobrogean. Persistența faciesurilor mai grosiere mai ales în partea externă a pinzei de Măcin arată că sursa externă a fost mai îndelung activă ; ea putea include și zone situate la est de pinza de Măcin, în cuprinsul ariei unităților de Niculițel și Tulcea.

Urmărind repartiția areală a formațiunilor paleozoice descrise mai sus, se poate constata că :

— formațiunile siluriene — devoniene inferioare sînt cunoscute cu precădere în solzul Megina ;

— formațiunile carbonifere inferioare, discordante, se dezvoltă atît în solzul de Megina, cît și în solzul Balabancea-Bugeac, dar cu litofaciesuri diferite.



Aceste caractere, precum și cele care privesc formațiunile metamorfice presiluriene (gradul de metamorfism, litologia) subliniază destul de clar caracterele specifice ale celor doi solzi, Megina și Balabancea-Bugeac.

Cele două cicluri de sedimentare paleozoice descrise au fost metamorfozate în două momente diferite. Dovada o constituie, printre altele, existența celor două generații de granite ale căror intruziuni au produs fenomene de contact: prima numai în cuprinsul formațiunilor silurian-devoniene inferioare, iar cea de a doua în ambele cicluri de sedimentare. Primul moment de metamorfism este mai nou decât Devonianul inferior și mai vechi decât Carboniferul inferior, cel de al doilea fiind posterior Carboniferului inferior și anterior Carboniferului mediu (după vîrstele K/Ar — Giușcă et al., 1967; Minzatu et al., 1975). Ele corespund tectogenezelor bretonă și sudetă, aparținînd orogenezei hercinice.

Înainte de începerea celui de al treilea ciclu de sedimentare (Triasic), sînt puse în loc efuziuni acide, riolitice (ignimbrice), de vîrstă permiană, după datele obținute prin metoda K/Ar (Minzatu et al., 1975). Ele sînt dezvoltate cu precădere în solzul Megina. În solzul Balabancea-Bugeac, riolitele permieni sînt mai rare și formează filoane de dimensiuni relativ reduse; în acest solz se cunosc și filoane de dolerite, probabil tot permieni.

Ciclurile de sedimentare mezozoice (Ianovici et al., 1961; Grădinaru, 1981) sînt restrinse ca suprafață de aflorare la două zone situate în marginea sudică a unității Măcin. Formațiunile triasice medii, calcaroase, se găsesc numai în solzul Megina, pe cînd cele marnocalcaroase jurasice superioare se cunosc atît în acesta, cit și în solzul Cîrjelari. Depozitelor oxfordiene din solzul Megina le sînt asociate și roci riolitice (Grădinaru, 1981).

Lacuna de sedimentare și/sau de eroziune dintre Triasicul mediu și Jurassicul superior include și intervalul de timp corespunzător primelor deformări alpine din Orogenul Nord-Dobrogean. Ele pot fi determinate cu mai multă precizie în pinza de Tulcea și reprezintă tectogeneza chimerică veche, intraliasică (Săndulescu, 1980 b). Prezența depozitelor jurasice superioare în solzii Megina și Cîrjelari atestă existența unor deformări mai tinere, cel puțin chimerice noi (intraeocomiene — Săndulescu, 1980b) sau, eventual, cretacice inferioare (austro-alpine sau austrice).

Sucesiunea deformărilor care au condus la structura majoră actuală a pinzei de Măcin este rezultatul tectogenezelor hercinice, precum și al celor alpine. Departajarea efectelor uneia sau alteia dintre deformările aparținînd celor două cicluri orogenetice este uneori greu de făcut, incertitudinea persistînd mai ales datorită faptului că depozitele mezozoice sînt foarte puțin dezvoltate în pinza de Măcin.

Structurile de tipul solzilor, pentru care vîrsta hercinică este relativ sigură, au o extindere pe direcție limitată (v. fig. 39). Așa este cazul încăleării de la nord-est de Turcoaia, care se arată a fi anterioară intruziunii granitelor alcaline carbonifere superioare sau permieni. O altă încălecare pentru care vîrsta precarapelică este suficient de argumen-

tată se urmărește în lungul Văii Taiței, între formațiunile metaeruptive bazice aparținând seriei de Megina și cele ale seriei de Boclugea. Cei doi solzi secundari sînt paraleli, la interior și la exterior, cu încălecare frontală a solzului Megina. Aceste structuri hercinice de mai mică amploare sînt înglobate în solzii majori Megina și Balabancea-Bugeac. Ele pot fi contemporane și cu generarea contactelor tectonice ce se urmăresc în solzul Megina și în baza cuarțitelor de Priopcea sau în baza formațiunilor siluriene (v. fig. 39).

Datarea convenabil exactă a vîrstei solzilor Orliga și Megina este îngreuiată, pe de o parte, de inexistența formațiunilor acoperitoare ale planului de încălecare și, pe de altă parte, de faptul că sub acesta din urmă nu se cunosc decît formațiuni paleozoice. Din acest motiv se poate avea în vedere atît vîrsta paleozoică, cit și vîrsta mesozoică sau chiar ambele vîrste. Pentru solzul Megina cea mai plauzibilă soluție este aceea de a considera că a fost schițat în timpul tectogenezei hercinice, odată cu cei doi solzi paraleli, și că a fost reluat și amplificat în timpul deformărilor alpine.

Solzul Orliga, prin poziția particulară pe care o ocupă și prin forma lui apropiată de un petic de acoperire, ar putea aparține unei încălecări de amploare. Venind în contact tectonic cu granitele de Pricopan, care fac parte din grupa celor carbonifere superioare, solzul Orliga poate de asemenea să fie considerat ca provenind din două perioade de deformare — hercinică și alpină.

Amplizarea încălecării solzilor Megina și Orliga este greu de apreciat cu precizie. Ea nu poate să fie însă mică, dacă se ține seama de caracterele specifice particulare ale fiecărui solz și de conturul frontal în cazul solzului Orliga. Sub acest ultim aspect se poate discuta poziția solzului Orliga în raport cu cel de Megina, în sensul posibilității ca primul să fie mai intern decît cel de al doilea, poziția sa actuală datorindu-se proceselor de încălecare.

Solzul Cîrjelari, cel mai intern din pinza de Măcin, este cert de vîrstă alpină, structura sa implicînd formațiuni mesozoice. El poate să urmeze stilul general al solzilor din pinză și să se fi schițat încă din timpul tectogenezelor hercinice. Extinderea sa direcțională restrînsă este datorată, pe de o parte, acoperirii cu depozite post-tectonice senoniene, cu depozite de loess și depozite aluviale, iar, pe de altă parte, intervenției faliei Peceneaga-Camena care, în mișcarea de translație orizontală dextră, a putut determina efilări ale structurilor situate la nord de ea.

Pinza de Măcin se prelungește în cuprinsul promontoriului nord-dobrogean de la nord-vest de Dunăre. Aici au fost recunoscute (Barbu et al., 1970 ; Paraschiv et al., 1983) formațiuni mezo- și epimetamorfe, comparate cu seriile de Orliga, Megina și Boclugea, formațiuni siluriene, devoniene și carbonifere (formațiunea de Carapelit) (fig. 40). Acestea din urmă formează două sinclinale din care cel extern aparține solzului Balabancea-Bugeac. Cea mai mare parte a promontoriului corespunde însă solzului Megina, fapt subliniat de posibilitatea de a paraleliza cuarțitele

de Priopcea cu cuarțitele de Buciumeni (fig. 40). Locul pe care îl ocupă solzul Orlița în cuprinsul promontoriului este greu de precizat deocamdată, deoarece nu s-a putut separa, după datele de foraj, seria de Orlița de seria de Megina. Nu este exclus ca prima să fie păstrată și în cuprinsul promontoriului doar sub formă de petice de acoperire, așa cum este sugerat de conturul zonei ei de aflorare din Munții Măcinului. În această ipoteză, solzul Orlița ar căpăta o independență structurală remarcabilă în raport cu pinza de Măcin și ar deveni a patra unitate majoră a Orogenului Nord-Dobrogean, și anume pinza de Orlița.

Accidentul tectonic care, între Prut și Siret, limitează la nord promontoriul nord-dobrogean, reprezintă frontul de încălecare a acestuia peste Depresiunea Predobrogeană. El este prelungirea faliei Sfintu

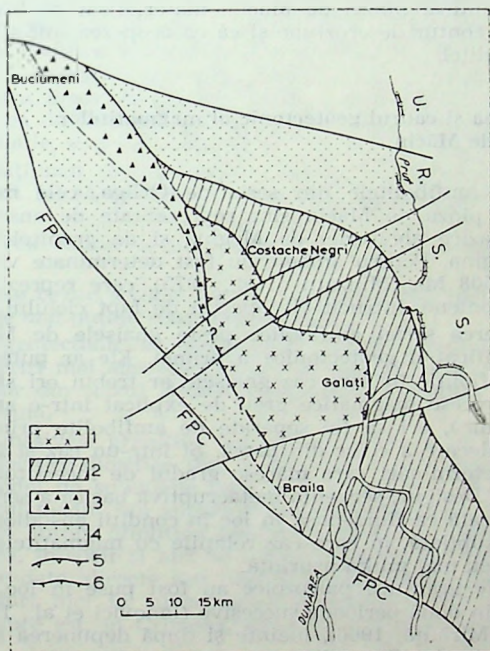


Fig. 40. Schița tectonică a promontoriului nord-dobrogean (simplificată după Paraschiv et al., 1983, cu completări):

1 - seria de Orlița; 2 - seria de Boelugea (și Megina); 3 - cuarțitele de Buciumeni (Pricopan); 4 - formațiunea de Carapelite; 5 - șarjaie, 6 - falii inverse (solzi).



Gheorghe și, în același timp, al liniei Luncașița-Consul ce marchează fruntea pinzei de Măcin. Această situație poate fi interpretată în două ipoteze :

1) Pinza de Măcin, de aceeași vîrstă cu pinza de Tulcea, depășește toate unitățile din fața sa, ajungînd pînă la marginea externă a Orogeului Nord-Dobrogean ;

2) falia Sfintu Gheorghe, ce marchează fruntea pinzei de Tulcea, este o falie mai nouă, subsecventă în raport cu celelalte unități alpine din Dobrogea de nord, intersectînd oblic unitățile mai interne.

Cele trei petice de acoperire aparținînd pinzei de Măcin, două în zona Cîlic și unul în Dealul Isacței, sînt constituite din roci aparținînd solzului Balabancea-Bugeac, cel mai extern solz al pinzei. Ele sînt constituite din granite de Coșlugea și sau formațiuni metamorfice ale seriei de Boclugea (Mureșan, 1975). Existența peticelor de acoperire arată că actualul contur frontal al pinzei de Măcin, materializat pe linia Luncașița-Consul, este un contur de eroziune și că ea acoperea inițial o mare parte a pinzei de Niculițel.

#### **Sucesiunea și cadrul geotectonic al magmatitelor din pinza de Măcin**

Exceptînd amfibolitele din seria de Orliga, cele mai vechi roci magmatice din pinza de Măcin sînt reprezentate de ansamblul rocilor metaeruptive bazice ale seriei de Megina și de granitele gnaisice sau gnaisice de Megina. Pentru ambele au fost determinate vîrste radiometrice K/Ar de 508 Ma (Minzatu et al., 1975), care reprezintă amprenta reluărilor caledoniene, întrucît ele aparțin de fapt ciclului cadomian.

Suprapunerea seriei amfibolice peste gnaisicele de Megina repune problema semnificației geotectonice a primei. Ele ar putea fi asimilate unui complex ofiolitic în care caz gnaisicele ar trebui ori să fie mai noi, rezultate din procese magmatice greu de explicat într-o arie cu scoarță de natură oceanică, ori să fie separate de amfibolite printr-un contact tectonic de încălecare a celor din urmă. Și într-un caz și în altul există o sumă de nedeterminări care măresc gradul de incertitudine al ipotezelor formulate. Desigur, secvența metaeruptivă bazică a seriei de Megina poate fi considerată ca fiind pusă în loc în condiții ensialice, eventual de rift cu scoarță subțiată, în care caz relațiile cu migmatitele de dedesubt pot fi explicate cu mai multă ușurință.

Intruziunile granitice paleozoice au fost puse în loc, așa cum s-a mai menționat, în două perioade succesive (Ianovici et al., 1961 ; Mirăuță, 1962 ; Mirăuță, 1966), înainte și după depunerea și metamorfizarea formațiunii de Carapelit.

Intruziunile precarapelitice au o compoziție predominant granitică și o structură orientată, gnaisică, pentru care motiv au fost considerate sincinematice. Ele sînt cantonate numai în solzul Balabancea-Bugeac (granitele de Hamcearca, Coșlugea și echivalentele), gnaisicele de Megina fiind

de altă vîrstă. Granite aparținînd acestui grup se cunosc de asemenea în cîteva puncte și în pinza de Tulcea.

Intruziunile postcarapelite se sînt discordante și au o compoziție mai variată. În solzul Balabancea-Bugeac (masivele Greci, Pricopan etc.) s-au recunoscut granite, granodiorite, diorite și chiar separații de gab-brouri. În solzul Megina se află cantonate granitele alcaline (Turcoaia, Piatra Roșie, Sacar) cu riebekit și/sau egrin.

Fiecare moment intruziv a fost urmat de un moment efuziv predominant acid. Aceste efuziuni se cunosc intercalate în formațiunea de Carapelit sau formează acumulări mai mari, în primul rînd în solzul Megina (Camena, Cîrjelari, Turcoaia), dar și în solzul Balabancea-Bugeac, mai noi decît granitele postcarapelite și mai vechi decît Triasicul.

Relațiile dintre structura terenurilor paleozoice și ariile în care sînt introduse granitoidele arată că cele gnaisice, precarapelite, sînt în structurile anticlinale, pe cînd cele postcarapelite preferă structurile sinclinale. Și într-un caz și în altul, dar mai ales pentru intruziunile postcarapelite se pune problema adîncimii la care s-au consolidat. Luînd ca exemplu masivele Greci, Pricopan, pe de o parte, și Turcoaia, Piatra Roșie, Sacar, pe de altă parte, se constată că ele străbat formațiunea de Carapelit, cutată pînă la nivelele ei superioare. Față de această situație, se poate admite că :

— formațiunea de Carapelit era de trei-patru ori mai groasă, putînd în acest fel să formeze un acoperiș convenabil intruziunilor. sau că

— masivele intrusiv s-au consolidat destul de aproape de suprafață.

În ambele cazuri există greutăți în explicarea ipotezei, deși prima ar beneficia de mai puține contraargumente.

Cadrul geotectonic al desfășurării magmatismului hercinic ridică unele nedumeriri mai ales dacă se are în vedere caracterul calco-alcalin al intruziunilor din solzul Balabancea-Bugeac și natura alcalină a celor din solzul Megina.

Pentru masivele granitice din prima generație și pentru cele granitice-granodioritice-dioritice din a doua generație s-ar putea avea în vedere un model de subducție care să fi funcționat din Devonian pînă în Carboniferul mediu sau superior. În această ipoteză ar trebui admisă existența unei suturi ofiolitice hercince, care s-ar plasa la exteriorul unității Tulcea, intrucît și aici se cunosc granite. Nu există, din păcate, nici un fel de date, directe sau indirecte, care să susțină existența unei asemenea suturi nici în subsolul depresiunii predobrogene și nici mai departe spre est, în Crimeea, adică în prelungirea orogenului nord-dobrogean.

Pentru intruziunile alcaline din solzul Megina regimul tectonic este distensional, iar originea lor ar trebui să fie diferită de cea a intruziunilor postcarapelite calco-alcaline, mai de la est. Se poate avea în vedere și posibilitatea existenței unui decalaj în timp între magmatismul calco-alcalin postcarapelit și cel alcalin, deoarece pentru pri-

mul cele mai vechi vârste K/Ar sint de 320 Ma, iar pentru cel de al doilea de 264 Ma (Minzatu et al., 1975).

Diferența petrologică și genetică între intruziunile postcarapelite din solzii Balabanca-Bugeac și Megina ar constitui un argument pentru faptul că în Paleozoicul superior cele două elemente structurale se găseau la o mai mare distanță unul de altul și că apropierea lor se datorează în primul rînd încălecărilor alpine, care ar cîștiga astfel substanțial în amploare. Abundența magmatitelor subsecvente acide în solzul Megina, frecvența și dimensiunile lor reduse în solzul Balabanca-Bugeac constituie un argument în plus în sprijinul considerațiilor de mai sus.

## PINZA DE NICULIȚEL

La exteriorul pinzei de Măcin, avînd pină la un punct caracterul apropiat pinzelor de obducție, se dezvoltă o unitate tectonică alpină — pinza de Niculițel — în constituția căreia rolul principal îl joacă formațiunile triasice. Ea a fost distinsă sub numele de unitatea de Consul-Niculițel (Patrulius et al., 1973 ; Mureșan, 1975) sau de unitatea de Niculițel (Rădulescu et al., 1976 ; Săndulescu, 1980 b).

Pinza de Niculițel este alcătuită din două digitații : digitația Consul, internă, și digitația Sarica, externă. Ele corespund cu ceea ce a fost separat (Patrulius et al., 1974) ca pinza-solz de Consul și pinza-solz de Niculițel.

Cele mai vechi formațiuni presupuse a face parte din pinza de Niculițel sint de vîrstă devoniană (formațiunea de Boclugea). Ele aflorează în cîteva puncte izolate la vest de Isaccea, în axa unei structuri anticlinale. Relațiile cu formațiunile triasice nu sint vizibile, dar în contextul general în care pinza de Niculițel poate fi interpretată, aceste formațiuni paleozoice ar putea să reprezinte o fereastră tectonică în care ar apare unitatea de Tulcea de sub cea de Niculițel.

### Digitația Consul

Subunitatea internă a pinzei de Niculițel aflorează într-o fișie relativ îngustă în lungul contactului cu pinza de Măcin și în două petice de acoperire din zona Cilic. La alcătuirea ei iau parte formațiuni sedimentare și eruptive de vîrstă triasică.

Fondul succesiunii litostratigrafice ce alcătuiește digitația este constituit dintr-o secvență calcaros-detritică (calcarenite, calcirudite, pelite, gresii — Mirăuță et al., 1968 ; Patrulius et al., 1973) care arată o oarecare ritmicitate. La diferite nivele se găsesc filoane sau silluri de roci eruptive acide sau bazice. Acestea din urmă formează chiar corpuri mai mari ce par a constitui baza succesiunii. Formațiunile sint atribuite Triasicului mediu. Caracterul ritmic al succesiunii și intercalarea



rocilor grezoase subliniază caracterul mai particular al zonei de sedimentare corespunzătoare digitației Consul. Originea materialului detritic, cuarțo-feldspatic, poate fi pusă pe seama unei surse situate la interiorul zonei de sedimentare, de partea pinzei de Măcin. Se poate considera că, în linii generale, digitația Consul provine din primul trog schițat în aria nord-dobrogeană în timpul Mezozoicului care ocupă, cum este și firesc, o poziție internă în raport cu celelalte troguri, mai tinere.

Asocierea magmatitelor acide și bazice în cuprinsul aceleiași succesiuni amintește situații care sînt frecvente în secvențele permene din diferite alte centuri orogenice și pentru care nu s-a găsit încă un model genetic satisfăcător. Pentru întregirea cadrului este necesar să fie amintit că formațiunile din digitația Consul sînt izocrone formațiunii vulcano-sedimentare bazice din digitația Sarica.

Elemente aparținînd digitației Consul, în poziție inferioară, sînt asociate cu cele aparținînd pinzei de Măcin, în poziție superioară, și se pot observa în peticele de acoperire de la Cilic. Acest fapt sugerează aceeași vîrstă pentru încălecările celor două unități.

### Digitația Sarica

Corpul principal al pinzei de Niculițel este constituit din subunitatea sa externă, digitația Sarica. La alcătuirea acesteia iau parte de asemenea formațiuni sedimentare și eruptive, triasice. Rămîne desigur deschisă problema formațiunilor devoniene de la vest de Isaccea,, care pot însă reprezenta, așa cum s-a mai menționat, o fereastră tectonică, eventual un petic de rabotaj la baza pinzei Niculițel.

Digitația este formată din două secvențe principale suprapuse, cea inferioară fiind o formațiune vulcano-sedimentară bazică, cea superioară, o formațiune de flis.

Formațiunea vulcano-sedimentară bazică (formațiunea de Izvoarele) debutează în Anisianul inferior și urcă pînă în baza Norianului (Patrulius et al., 1974). Rocile eruptive (Savu et al., 1980) sînt reprezentate de bazalte, anamesite, piroclastite bazice și corpuri de gabbrouri și dolerite. Curgerile sînt succesive sau au intercalate calcare sau breccii calcaroase.

Formațiunile de flis (formațiunea de Alba) de tipul grezos-șistos, cu secvențe de grosimi de la subdecimetrice pînă la submetrice, sînt de vîrstă noriană (Patrulius et al., 1974), dar nu este exclus ca ele să urce pînă în Jurasicul inferior. Direcțiile de transport al materialului arenitic sînt orientate dinspre nord-vest, probabil în lungul trogului de sedimentare. Aria-sursă ar putea să fi fost situată tot în domeniul pinzei de Măcin, ca și pentru rocile grezoase din digitația Consul. Materialul detritic trebuia să traverseze și această din urmă zonă, eventual exondată în timpul Norianului, sau de pe care au fost erodate, înainte de șariaj, depozite izocrone și izopice flisului de Alba.

Structura digitației Sarica este relativ simplă. În zona de izvoare a Văii Telița se recunoaște un solz frontal care determină repetarea

tectonică a formațiunii vulcano-sedimentare. Flișul de Alba este cutat, cu vergențe estice.

Conturul frontal al pinzei de Niculițel și implicit al digitației Sarica este un contur de eroziune semnificativ festonat, arătând înclinarea lui nu prea mare și amploarea încălecării. Din acest punct de vedere este de precizat faptul că pinza de Niculițel este o pinză în care formațiunile prealpine lipsesc (acceptând ipoteza ferestrei tectonice de la vest de localitatea Isaccea). Ea provine dintr-o zonă de rift intracontinental (Vlad, 1978; Săndulescu, 1980b), bazelele din această unitate fiind, după analizele chimice (Savu et al., 1980), de tip intraplacă. Formarea riftului mediodobrogean a început în Triasicul mediu, în Anisianul mediu sau superior și a funcționat până în Norian. El a corespuns la început zonei din care provine digitația Consul și mai târziu s-a extins și în aceea din care provine cea de Sarica. Sedimentarea ritmică de tip fliș a debutat în zona internă (Consul) și a migrat mai târziu spre exterior (digitația Sarica), unde a ciștigat și trăsături mai specifice.

Tectonica proprie pinzei de Niculițel este chimerică veche (intra-liasică). Șariajul pinzei poate să fie contemporan cu această tectogeneză, dar poate să fi fost reluat și în tectogenezele mai tinere care au afectat orogenul nord-dobrogean.

## PINZA DE TULCEA

Cea mai externă unitate din cuprinsul orogenului nord-dobrogean corespunde celei mai mari părți a unității triasice, distinsă de autorii anteriori. Principalele jaloane care au marcat cunoașterea alcătuirii litostratigrafice a pinzei de Tulcea (Ianovici et al., 1961; Mutihac, 1964; Mirăuță, Mirăuță, 1965a; Mirăuță, 1966b; Mirăuță et al., 1968; Mirăuță, 1971, 1974; Patrușiu et al., 1974) au scos în evidență caracterele specifice particulare ale acesteia în raport cu celelalte unități alpine din Dobrogea septentrională.

### Alcătuirea și structura formațiunilor prealpine

Formațiunile pretriasice din pinza de Tulcea află în lungul celor două structuri anticlinale majore: Rediu, în partea centrală, și Colinele Mahmudiei-Tulcea, în fruntea unității.

Cele mai vechi formațiuni care află în anticlinalul Rediu sînt slab metamorfozate (epi- sau ankimetamorifice?), fiind comparate (Grigoraș, Dăneț, 1961; Mutihac, 1964) cu seria șisturilor verzi din Dobrogea centrală sau considerate (Mirăuță, 1966 b; Patrușiu et al., 1974) un echivalent al seriei de Boclugea. Vîrsta presiluriană a acestor formațiuni este certă, astfel încît și una și alta dintre cele două ipoteze ar putea fi acceptate cu amendamentul că în primul caz ele ar reprezenta un facies extern al seriei de Megina, iar în al doilea, un facies extern

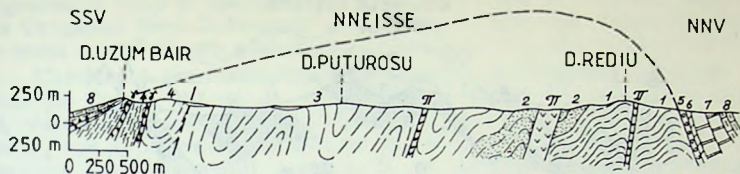


Fig.41. Secțiune geologică între Uzum Bair și Dealul Rediu (după Mirăuță, 1966):

1 - șisturi și cuarțite sericitice; 2 - cuarțite negre; 3 - șisturi ardiziene; 4 - șisturi micaee; 5 - conglomerate werrfeniene; 6 - strate de Campil; 7 - calcare dolomitice; 8 - calcare cenușii;  $\pi$  - porfire;  $\gamma$  - granite.

al celei de Boclugea. Vîrsta K/Ar de 543 Ma, determinată pentru filitele de la Tulcea-Monument (Minzatu et al., 1975), ar pleda pentru prima ipoteză, adică pentru încadrarea lor în ciclul geotectonic cadomian. Acceptarea celei de a doua ipoteze ar conduce la considerarea formațiunilor presilurieni din pinza de Tulcea ca un produs al tectogenezei caledoniene timpurii (sandomirică). Cum nu există încă dovezi că formațiunile slab metamorfizate de la Tulcea-Monument sînt izocone cu cele din Dealul Rediu s-ar putea admite și o a treia ipoteză conform căreia în pinza de Tulcea ar fi prezente atît formațiuni aparținînd ciclului cadomian (Tulcea), cît și celei caledonian timpurii (Rediu).

Formațiunile silurieni sînt superioare celor slab metamorfizate menționate mai sus și afloră în anticlinalul Rediu (fig. 41). Ele au caractere comune cu cele din pinza de Măcin (Mirăuță, 1966 b) și sînt afectate de șistozitate generală.

Devonianul este bine dezvoltat în Colinele Mahmudiei, unde a fost pusă în evidență o succesiune (Mirăuță, Mirăuță, 1965 a, b; Mirăuță, 1966c) cu caractere litofaciale diferite față de cele din unitatea de Măcin. Se remarcă în acest sens, pe de o parte, dezvoltarea unor formațiuni de tip fliș în Devonianul inferior și mediu și, pe de altă parte, dezvoltarea întregului Devonian, inclusiv cel superior. Prezența depozitelor de tip fliș și succesiunea completă a Devonianului arată că aria cu subsidență mai accentuată, înainte de tectogeneza bretonă, era situată în cuprinsul unității Tulcea și că unitatea Măcin ocupa o poziție comparabilă cu aceea a unui rid. Dezvoltarea silicolitelor în Devonianul superior din pinza de Tulcea subliniază acest caracter.

Structura formațiunilor devoniene (fig. 42) din Colinele Mahmudiei arată o deformare avansată ce trebuie pusă pe seama tectogenezei bretone. Diferența dintre constituția formațiunilor prealpine din simburile anticlinalului Rediu și a celor din Colinele Mahmudiei ar putea sugera existența între cele două zone a unor raporturi tectonice de vîrstă paleozoică, mascate actualmente de depozitele triasice. Ele s-ar înscrie în vergența generală a structurilor prealpine din Orogenul Nord-Dobrogean, către nord-est. Este foarte greu de apreciat amploarea unei încălecări de această vîrstă acoperită în întregime. Ea s-ar



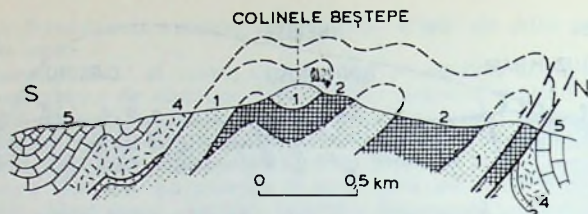


Fig. 42. Secțiune geologică prin Colinele Mahmudiei (după Mirăuță, 1966):

1 - complexul flișoid și șistos-calcaros; 2 - complexul silicolic; 3 - Triasic inferior; 4 și 5 - Triasic mediu.

situa între anticlinalul Rediu și Colinele Mahmudiei și ar putea trece pe la nord-est de aflorimentul de filite de la Tulcea-Monument, ce ar face parte din compartimentul care încăleacă.

Formațiunea de Carapelit lipsește din pinza de Tulcea pe al cărui teritoriu era plasată cel puțin o parte a sursei materialului arenitic al acestor depozite.

Rocile magmatice intruzive paleozoice sînt mult mai rare în pinza de Tulcea în raport cu cea de Măcin. Granitele de Uzum Bair aflorază în axa anticlinalului Rediu. Este greu de precizat dacă ele aparțin primei sau celei de a doua generații de granitoide hercinice, întrucît datele de vîrstă izotopică arată evident regenerări ulterioare intruziunii. Și pentru aceste granite, ca și pentru cele din pinza de Măcin, se pune problema adîncimii la care au fost consolidate și care erau formațiunile din acoperișul lor în momentul intruziunii.

### Alcătuirea și structura formațiunilor mezozoice

Trăsăturile lito- și biostratigrafice ale Triasicului din pinza de Tulcea sînt specific tethysiene, mai pregnant chiar dacă cele din pinzele de Niculițel și Măcin, care, și ele, au caractere de acest tip.

Ciclul de sedimentare triasic debutează cu formațiuni detritice werfenian inferioare, care, pe alocuri, ar putea să cuprindă în bază și nivele de vîrstă permiană. Din Werfenianul superior și pînă în Norian, în cuprinsul pinzei de Tulcea se dezvoltă o succesiune carbonatică. Ea debutează cu depozite marnocalcaroase, succedate de o stivă ce provine dintr-o platformă carbonatică care prezintă diferențieri la aproape toate nivelele Triasicului mediu și superior. Faciesurile neritice predomină în partea externă, iar cele de apă mai adîncă în partea internă.

Formațiuni de tip fliș sînt cunoscute și în pinza de Tulcea, unde ocupă însă intervalul Juristic inferior și mediu (flișul de Nalbant de tipul stratelor cu hieroglife și flișul de Denis Tepe de tip grezos, masiv).

Migrarea în timp și spațiu a fosei de sedimentare a flișurilor mezozoice din Orogenul Nord-Dobrogean este evidentă, cele mai tinere formațiuni de acest tip (Nalbant) găsindu-se în unitatea cea mai externă (Tulcea).

Caracterul predominant cuarțos-argilos al flișurilor jurasice din pinza de Tulcea, diferit de cel al flișului norian din pinza de Niculițel, sugerează surse diferite. Plasarea sursei flișurilor de Nalbant și Denis Tepe la exteriorul pinzei de Tulcea sugerează situarea unei zone exondate între domeniul acesteia și cel al Depresiunii Predobrogeane. Ipoteza nu are deocamdată un suport direct evident și necesită admiterea unor deplasări horizontale importante ale pinzei de Tulcea, nicidecum surprinzătoare în contextul structurii alpine a Orogenului Nord-Dobrogean. Situarea sursei la interiorul zonei de sedimentare a flișurilor jurasice ar conduce la admiterea existenței unei cordilieri ce a despărțit-o de domeniul flișului de Alba, cordilieră dispărută în timpul proceselor de șariaj pe care le-a suferit pinza de Niculițel.

Cele mai noi depozite cunoscute în pinza de Tulcea aparțin Jurasicului superior (Oxfordianului — Grădinaru, 1974) și sînt dezvoltate într-un facies calcaros. Pe de altă parte, în regiunea Zebil au fost străbătute de un foraj depozite argilo-siltice negricioase, groase de peste 600 m, care ar putea aparține Jurasicului mediu. Poziția tectonică pe care o ocupă aceste depozite este cel puțin curioasă, fiind situate în apropierea aflorimentelor de roci triasice din Dealul Zebilului și excenatrice în raport cu axa sinclinalului în care este cantonat flișul de Denis Tepe. Ele ar putea reprezenta umplutura unui sinclinal discordant în raport cu structurile anterioare, chimerice vechi, după cum asemănarea cu depozite jurasice din Depresiunea Predobrogeană ar putea conduce la ideea unei ferestre tectonice. Ultima ipoteză, lipsită deocamdată de un suport mai substanțial, însemnînd acceptarea alohtoniei totale a pinzei de Tulcea.

Magmatitele alpine din pinza de Tulcea sînt restrinse ca rîpîndire areală. Ele străbat depozitele triasice din anticlinalul Somova, unde se cunosc și riolite și roci bazice, sau se găsesc rîpîndite, rar, în lungul anticlinalului Rediu și la Tulcea, fiind reprezentate numai de riolite. Contemporane magmatitelor din pinza de Niculițel, cele din pinza de Tulcea sînt legate de fracturi situate la marginea riftului triasic nord-dobrogean din care provine prima unitate amîntită.

Structura alpină a pinzei de Tulcea este simplă. Se recunosc cîte anticlinale drepte, larg dezvoltate, racordate de sinclinale relativ plate. Anticlinalul frontal, marcat de aflorarea formațiunilor devoniene din Colinele Mahmudiei, arată tendințe de deversare spre exterior. El este paralel cu falia Sfîntu Gheorghe ce reprezintă conturul frontal al încălecării pinzei peste Depresiunea Predobrogeană. Această încălecare este evident postjurasică, probabil chimerică nouă (intranecomaniană), sau chiar mai nouă (anterioară Albianului). Cîteva fracturi cu sărituri nu prea mari și unele falii cu decroșare completează aspectul structural al pinzei de Tulcea.

## **CUVERTURA POST-TECTOGENETICĂ DIN SINCLINORIUL BABADAG**

Două dintre pinzele alpine, de Niculițel și de Măcin, sînt acoperite integral, iar cea de a treia, pinza de Tulcea, parțial de către formațiunile post-tectogenetice ale sinclinoriului Babadag din sudul Dobrogei septentrionale. Ea debutează cu calcarele de la Enisala, considerate apțian-albiene de Mutihac et al., (1972) sau vracioniene superioare de Patrușiu et al. (1974), fiind separate însă de o lacună evidentă de depozitele cretacee superioare care constituie partea principală a cuverturii post-tectonice.

Studiile stratigrafice (Mirăuță, Mirăuță, 1964; Szasz, in Szasz et al., 1982) au arătat că formațiunile neocretacice sînt reprezentate prin aproape toate etajele, cu excepția Senonianului superior. Litofaciesurile sînt calcaro-detritice, cu variații spre marginea de nord a bazinului, unde devin mai grosiere, marcînd în acest sector apropierea țărmlui. Spre sud sînt frecvente ingresiunile, mai ales la nivelul Senonianului. Zona de sedimentare a Cretaciului superior din bazinul Babadag nu s-a întins mult spre nord, în schimb a acoperit evident, începînd cu Turonianul, și partea marginală a Dobrogei centrale.

Structura actuală a formațiunilor post-tectogenetice este sinclino-rială, prezentînd cute largi, relativ plate și brachiforme. Repartiția areală a depozitelor arată o oarecare asimetrie a sinclinoriului Babadag, mai coborît în partea de sud, unde se înregistrează însă și dispunerea ingresivă a formațiunilor senonice.

Tendința generală a sinclinoriului post-tectogenetic este de afundare spre E, SE, spre platforma continentală a Mării Negre, unde se încarcă cu depozite terțiare din ce în ce mai tinere. Deformarea slabă a sinclinoriului este determinată de mișcări sincrone compresiunilor laramice, fără a se putea vorbi de o tectogenză de această vîrstă în Dobrogea de nord.

Începînd cu sfîrșitul Cretaciului inferior, probabil chiar mai devreme, de la sfîrșitul Neocomianului, Orogenul Nord-Dobrogean se întregiază ariei stabile a vorlandului carpatic, încetîndu-și istoria de zonă mobilă. El a avut o poziție relativ ridicată în tot timpul Terțiarului, fiind acoperit doar parțial în partea sa nord-vestică (promontoriul nord-dobrogean) abia în timpul Neogenului.

## **OROGENUL NORD-DOBROGEAN ÎN CONTEXTUL CATENELOR ALPINE DIN NORDUL MĂRII NEGRE**

Orogenul Nord-Dobrogean, intracratonic, face parte dintr-o centură ce se întinde la nord de zona cutată alpino-carpato-pamiriană. Această centură are o poziție mai mult sau mai puțin evidentă de catenă intracratonică, în raport cu cea de a doua. Una dintre regiunile în care o



asemenea poziție este clară o reprezintă Dobrogea septentrională. Cea mai apropiată arie comparabilă cu Dobrogea de nord se dezvoltă în Crimeea de sud sau Crimeea alpină.

Structurile alpine ale Crimeii află la sud de Platforma Scitică. Cele mai vechi formațiuni cunoscute sînt depozite de fliș triasic superior-jurasic inferior (flișurile taurice). Deasupra urmează, cu o discordanță bine exprimată (Muratov, 1973), o serie terigenă a Jurasicului mediu și apoi faciesurile calcaroase și de tip fliș ale Jurasicului superior — Valanginianului. După o nouă discordanță, se dezvoltă (Muratov, 1973; Uspenskaia, fide Săndulescu, 1980b) calcare de tip urgonian. Cuvertura post-tectonică a Crimeii alpine debutează cu depozite albiene și cuprinde, de asemenea, formațiuni cretacice superioare, paleogene și chiar miocene inferioare (partea superioară a seriei de Maikop). La partea terminală a flișurilor taurice se dezvoltă (Uspenskaia, fide Săndulescu, 1980b) un nivel care conține klippe sedimentare, constituite din calcare permieni, depozite triasice și bazalte cu pillow-lave, foarte importante pentru reconstituirile paleogeografice. Cele două tectogeneze principale ale Crimeii alpine se situează la sfîrșitul Jurasicului inferior (chimerică veche) și la sfîrșitul Valanginianului (chimerică nouă).

Asemănarea dintre catena Crimeii de sud și pinza de Tulcea din Dobrogea septentrională este destul de evidentă, ținînd seama de următoarele considerente :

— existența în ambele unități a flișurilor ce urcă pînă în Jurasicul inferior ;

— desfășurarea corelabilă a tectogenazelor principale ;

— faciesul detritic al Jurasicului mediu și calcaros al Jurasicului superior (sau a unei părți a lui) în ambele segmente ;

— poziția identică în raport cu Platforma Scitică, dezvoltîndu-se pe marginea sudică a acesteia.

Pinzele de Niculișel și Măcin nu au un corespondent care să afloreze în Crimeea alpină. O urmă a existenței cel puțin a primei o constituie klippele sedimentare de roci bazice din wildflyschul de la partea terminală a seriilor taurice. Originea acestor klippe este sudică în raport cu aria de depunere a flișurilor taurice, adică provenind din elemente ce ar constitui prelungirea spre est a pinzei de Niculișel. Aceasta s-ar situa sub mare, la sud de Crimeea, iar mai la sud s-ar putea avea în vedere prezența unor structuri comparabile cu pinza de Măcin. Prezența în wildflyschul menționat mai sus a unor klippe de calcare permieni, necunoscute atît în Dobrogea de nord, cit și în Crimeea alpină, are o semnificație particulară. Locul lor de origine s-ar putea lega de o a treia unitate, situată actualmente tot sub mare, și diferită de cele ce aflorează pe continent.

Legătura dintre Dobrogea septentrională și Crimeea alpină se realizează pe sub Marea Neagră, în limitele platformei continentale (fig. 43), larg dezvoltată la sud de golful Odesa. La sud de elementele cutate ale Dobrogei de nord ar urma să se găsească resturi ale Platformei Moesice, a căror prezență și la sud de Crimeea marchează caracterul intracratonic și pentru acest din urmă segment. Acest caracter structu-

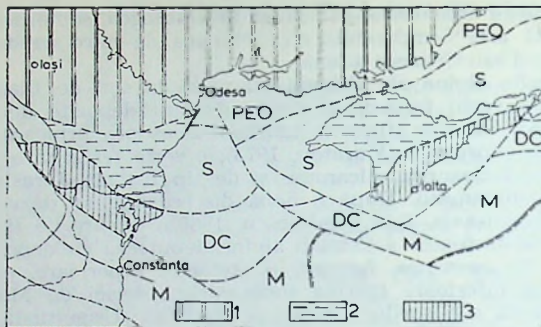


Fig.43. Legătura pe sub Marea Neagră dintre Orogenul Nord-Dobrogean și Crimeia:

1 - Platforma Europei Orientale (PEO); 2 - Platforma Scitică (S); 3 - Orogenul intracratonic Dobrogea de Nord-Crimeea (DC); M - Platforma Moesică.

ral se regăsește și mai la est, unde formațiunile metamorfice ce afloră în masivul Dziruli, situat între Caucazul Mare și Caucazul Mic, au unele asemănări cu seria sisturilor verzi din Dobrogea centrală. Ele reprezintă, în orice caz, o porțiune continentală rigidă, de platformă, ce desparte două sisteme cutate alpine.

Structura și dezvoltarea geotectonică a Caucazului Mare este în multe puncte diferită de cea a Crimei alpine și a Orogenului Nord-Dobrogean. O trăsătură esențială comună o constituie însă caracterul său de catenă intracratonică, situată în vorlandul centurii alpine tethysiene majore, a cărei ramură nordică este reprezentată, între Marea Neagră și Marea Caspică, de structurile Caucazului Mic. Acesta din urmă reprezintă prelungirea estică a Balcanilor și Pontidelor din marginea nordică a Asiei Mici.

În lungul catenei intracratonice Dobrogea de nord — Crimeea alpină — Caucazul Mare se disting mai multe fracturi transversale importante, dintre care multe sînt acoperite de apele Mării Negre (fig. 43). Ele pot fi puse în legătură cu „spargerea” Platformei Moesice în aria ocupată de mare (Săndulescu, 1980b), proces care a determinat nașterea porțiunii lipsite de pătură granitică, pusă în evidență în cuprinsul părții centrale a spațiului marin. Procesul s-a produs după consolidarea orogenului Dobrogean de nord — Crimeea alpină sau a început cel mai devreme odată cu tectogenezele alpine care au deformat acest orogen (chimerică veche și/sau chimerică nouă). Unele dintre aceste fracturi transversale pot avea un rol important și în dirijarea evoluției unora dintre segmentele catenei intracratonice. Un asemenea exemplu îl constituie fractura transversală din zona peninsulei Kerçi, care determină schimbarea vergenței generale a catenei, nordică în Crimeea și sudică în Caucazul Mare.

## MODELUL GEOTECTONIC EVOLUTIV AL OROGENULUI NORD-DOBROGEAN

Istoria geotectonică prealpină a Orogenului Nord-Dobrogean este, pînă la un punct, comună cu cea a ariei situată la exteriorul platformei Europei orientale.

Urmînd considerațiile făcute mai înainte cele mai vechi formațiuni rezultate din consolidarea Svecofeno-Carelidelor s-ar găsi în Dobrogea de nord, fiind materializate de seria de Orlița, deși ele ar putea să aparțină numai parțial Dobrogei septentrionale, avînd în vedere poziția lor alohtonă și posibilitatea unei origini sudice. Este totuși posibil ca primele tectogenoze care au afectat spațiul nord-dobrogean să fie cele svecofeno-carelidice, extinse și mult mai la sud.

Ciclul orogenic cadomian (baicalian, assyntic) are unele caractere specifice în Dobrogea septentrională, subliniate de dezvoltarea secvenței metabazice corespunzătoare seriei de Megina. Condițiile geotectonice în care au fost generate aceste roci sînt mai greu de precizat, relațiile lor genetice și structurale cu gnaisurile din substratul lor imediat fiind într-o oarecare măsură determinate în alegerea modelului. Ipotezele ce ar putea fi avansate în acest caz ar avea în vedere următoarele posibilități :

— metabazitele seriei de Megina sînt de tipul secvențelor ofiolitice și ocupă o poziție tectonică, de obducție, în acoperișul gnaisurilor ;

— în cuprinsul zonei mobile, situată între Platforma Europei Orientale și blocul moesic precadomian, magmatismul bazic este legat de procese de riftogenză cadomiană, care nu au ajuns pînă la spreadingul oceanic.

În ambele cazuri, caracterul mezometamorfic al seriei de Megina subliniază dezvoltarea diferențiată a ariei geosinclinală cadomiene, a cărei parte axială pare să se fi situat în cuprinsul actualei pinze de Măcin. Ea era flancată (fig. 44) la sud de trogul de sedimentare al flișului reprezentat de seria șisturilor verzi și la nord de o arie cu caractere relativ similare, sugerată de prezența filitelor cloritoase de la Tulcea-Monument.

Aria mobilă caledoniană este materializată de rocile seriei de Boclușea, pe teritoriul Dobrogei de nord fiind puse în evidență deformările caledoniene timpurii. Urmînd modelul cunoscut în Polonia, este

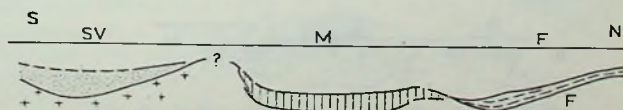


Fig. 44. Reconstituirea retrotectonică ipotetică a zonei mobile cadomiene din vorlandul carpatic :

SV - zona flișului șisturilor verzi (cu cruci crustă continentală); M - zona dezvoltării seriei de Megina (bazică) F - zona dezvoltării filitelor de Tulcea.



posibil ca în vorlandul dobrogean să fie păstrate elemente caledoniene mai tinere. Caracterile ensialice ale zonei mobile caledoniene sînt destul de evidente, fiind suprapusă elementelor deformate și metamorfizate cadomiene.

Specific și particular Dobrogei septentrionale sînt structurile hercinice. Privite în contextul general al dezvoltării ariilor mobile de la exteriorul Platformei Europene Orientale, elementele hercinice ale Dobrogei de nord arată suficiente caractere de zonă mobilă geosinclinală. Extinderea pe direcție a acestei zone pune probleme greu de rezolvat. Dobrogea hercinică fiind, în afloriment, legată destul de strîns de Dobrogea alpină, s-ar putea ajunge nejustificat la suprapunerea lor, atît pe direcție, cit și în sens transversal. De fapt, Dobrogea hercinică, își poate găsi racordarea, în parte, prin subsumentul subșariat al pinzelor flișului din Carpații Orientali, cu catena hercinică din Europa centrală. În acest mod, extinderea pe direcție a Dobrogei hercinice este, fără îndoială, mai mare decît cea a Dobrogei alpine, care se oprește spre nord-vest la Valea Siretului.

Stabilirea modelului geotectonic al Dobrogei hercinice este condiționată de ipoteza genetică în care sînt interpretate granitoidele calco-alcaline din pinzele de Măcin și Tulcea. Acceptarea unor procese de subducție de care să fie legate magmatitele hercinice calco-alcaline necesită admiterea (fig. 45a) următoarelor premise :

— dezvoltarea în timpul Devonianului a unei zone de expansiune, situată la exteriorul actualei pinze de Tulcea, care să fi condus la formarea de crustă oceanică sau cel puțin de crustă subțiată ;

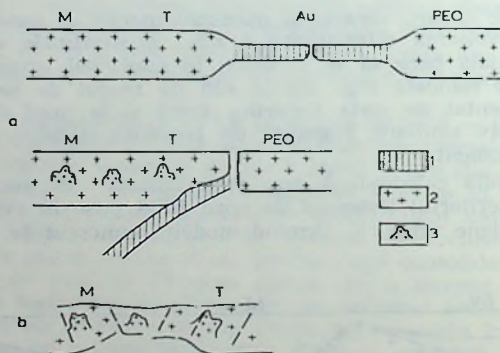


Fig. 45. Două ipoteze privind ambianța geotectonică pentru geneza granitoidelor din unitatea de Măcin: a - Ipoteza modelului de subducție; b - ipoteza ensialică; 1 - crustă oceanică; 2 - crustă continentală; 3 - intruziuni; M - zona Măcin; T - zona Tulcea; PEO - Platforma Europei Orientale; Au - autacogenul hercinic (presupus).

— consumul scoarței, generată de procesele de expansiune, la sfârșitul Devonianului și în timpul Carboniferului.

Aceste premise sînt amendate de foarte multe necunoscute și pot să constituie doar ipoteze de lucru. Ele fac parte de altfel dintr-un grup mai larg de probleme care privesc geneza granitoidelor prealpine dintr-o arie mai întinsă care cuprinde Alpii, Carpații, Balcanii și alte segmente ale orogenului alpin.

Într-o ipoteză mai puțin hazardată, Dobrogea hercinică se înscrie într-un model geotectonic ce are în vedere dezvoltarea unui aulacogen complex, suprapus celui caledonian și situat între Platforma Europei Orientale, la nord, și Platforma Moesică, la sud (fig. 45b). În sens transversal, partea mai mobilă a acestui aulacogen o constituie desigur cea sudică, corespunzătoare pinzei de Măcin, unde s-au acumulat secvențele de fliș ale formațiunii de Carapeliș și în care este cantonată cea mai mare parte a granitoidelor. Scoarța aulacogenului hercinic, cel puțin pe transversala Dobrogei era subțiată, explicînd în acest fel magmatismul mai alcalin din Carboniferul superior și/sau Permian.

Modelul de evoluție geotectonică alpină a Orogenului Nord-Dobrogean poate fi reconstituit cu mai multă siguranță, observațiile fiind mai numeroase și într-o oarecare măsură mai obiective.

Prezența magmatitelor bazice de tip intraplacă din pinza de Niculițel conduce la considerarea unui rift intracontinental (intracratonic) cu dezvoltarea maximă în Triasicul mediu (fig. 46). Riftingul a putut începe încă din Triasicul inferior sau chiar din Permian. Predominarea distensiunilor mai importante în Triasicul mediu se înscrie într-un cadru foarte general, corespunzător deschiderii Tethysului oceanic în ariile mobile din care au provenit Carpații, Dinarido-Hellenide și catenele din

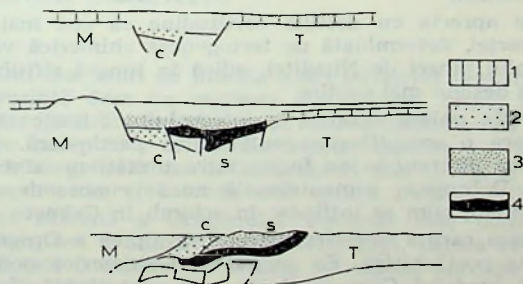


Fig. 46. Riftul nord-dobrogean și geneza pinzei de Niculițel:

1 - formațiuni predominant calcaroase; 2 - formațiuni calcaro-dolomitice; 3 - formațiuni de fliș; 4 - roci mafice; M - pinza de Măcin; T - pinza de Tulcea; c - digitația de Consul; s - digitația de Sarica; c + s - pinza de Niculițel.

Asia Mică, pentru a nu menționa decât ariile cele mai apropiate de zona mobilă intracratonică (intraplacă) Dobrogea septentrională-Crimea-Caucaz.

Instalarea sedimentării de tip fliș în zona riftului după punerea în loc a maselor magmatice bazice indică ridicarea mai accentuată a marginilor lui și accentuarea proceselor de subsidență. Riftul triasic nord-dobrogean era mărginit, mai ales la nord și într-o mai mică măsură la sud, de o platformă carbonatică ce se întindea până în vorlandul predobrogean. Doar marginea platformei apropiată de rift a devenit mobilă în Triasicul terminal și Jurassicul inferior (flișurile de Nalbant și eventual de Denis Tepe).

Magmatismul acid (cu trăsături alcaline?), contemporan cu magmatismul bazic triasic, depășește ca arie de dezvoltare pe acesta din urmă, dar este evident mai frecvent în zonele în care cele două tipuri de roci coexistă. El trebuie să fie legat și de perioada de distensiune (riftoeneză) triasică. Diferențierea genetică între cele două grupe de roci magmatice este încă puțin elucidată.

Primele compresiuni importante, cele chimerice vechi, au loc în timpul Jurassicului inferior (Liasicul superior?) și deformează în primul rând riftul corespunzător pînzei de Niculițel (fig. 46). În acest moment s-a produs o primă imbricare a structurilor pînzei menționate și foarte probabil și încălecare a digitației Consul peste cea de Sarica. Este greu de precizat dacă șariajul pînzei de Niculițel a fost realizat în întregime în momentul chimeric vechi, dar el a debutat fără îndoială în acest interval de timp. Discontinuitatea chimerică veche este înregistrată și în pînza de Măcin, ca și în cea de Tulcea, cel puțin în parte. Amplitudinea deformărilor în aceasta din urmă pare a fi redusă. În schimb, cel puțin partea frontală a pînzei de Măcin a fost antrenată în procese de încălecare importante, contemporane cu cele care au dus la generarea digitației Consul.

Se poate aprecia cu destulă certitudine că cea mai importantă scurtare a scoarței, determinată de tectogeneza chimerică veche, s-a situat în domeniul pînzei de Niculițel, adică în lungul riftului triasic, în care crusta era desigur mai subțire.

Configurația paleogeografică a intervalului Jurassic mediu-Jurassic superior nu are o semnificație geotectonică particulară. Este de remarcat poate că diferențele de facies între unități nu sînt esențiale și că nicăieri în Dobrogea septentrională nu se cunosc depozite de fliș lithonic-neocomian, cum se întîlnesc în schimb în Crimea alpină.

Tectogeneza care a desăvîrșit structura alpină a Orogentului Nord-Dobrogean este postjurasică. Ea ar putea fi chimerică nouă, intranecomiană, după modelul Crimei alpine, sau mai tînără, mezocretacică, prealpină.

Cea de a doua tectogeneză nord-dobrogeană a determinat cu siguranță încălecare a pînzei de Tulcea peste Depresiunea Predobrogeană. Totodată au fost deformate și unități mai interne, pînă în apropierea faliei Peceneaga-Camena. În acest al doilea moment tectogenetic au



fost amplificați sau generați solzii alpini din pinza de Măcin. Dovada o constituie solzul Cîrjelari. Atît șariajul pînzei de Niculițel, cit și cel al pînzei de Măcin au putut fi reluate și amplificate în timpul celei de a doua tectogeneze nord-dobrogee.

Analizînd repartiția areală a celor mai importante deformări generate de cele două momente de tectogeneză din Orogenul Nord-Dobrogean, se constată că polaritatea orogenetică este foarte slab sau chiar deloc exprimată. Modelul desfășurării tectogenelor arată o migrare din partea centrală, corespunzătoare riftului triasic (pinza de Niculițel) spre cele două margini ale orogenului (pinza de Tulcea și solzii interni din pinza de Măcin). În acest caz s-ar putea presupune eventual o polaritate bilaterală, deși a doua tectogeneză nu exclude și zona centrală.

Raportînd evoluția geotectonică alpină a Orogenului Nord-Dobrogean la cea a centurii majore tethysiene, se poate constata că :

— deși perioada de distensiune a început în același timp, ea s-a încheiat mult mai devreme în aria Orogenului Nord-Dobrogean ;

— perioada de compresiune, ce cuprinde două tectogeneze principale, a început mai devreme și s-a încheiat de asemenea mai devreme, în Orogenul Nord-Dobrogean.

Aceste două concluzii sînt valabile pentru Dobrogea de nord și Crimeea alpină, dar nu și pentru Caucazul Marc. Diferența ar putea fi explicată prin aceea că primele două segmente ale centurii intracrato-nice se află sub influența „spargerii“ Platformei Moesice în aria Mării Negre și a nașterii scoarței de tip oceanic a acesteia din urmă, situație ce nu este valabilă în Caucaz.

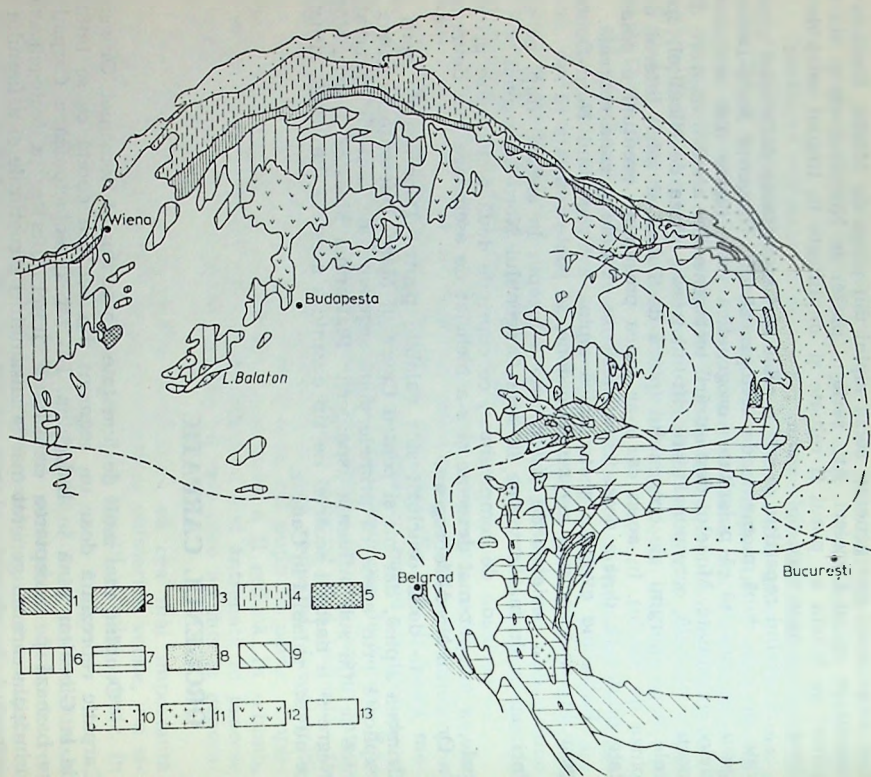
## OROGENUL CARPATIC

Ocupînd mai mult de jumătate din teritoriul României, Orogenul Carpatic reprezintă doar un segment din centura cutată ce se întinde de la Gibraltar pînă în Indochina. Divizarea geotectonică a Carpaților se bazează pe acceptarea criteriului vîrstei diferite a tectogenelor principale care au generat marile ansambluri structurale și a faptului că elementul de simetrie al catenei este sutura majoră tethysiană.

Marginea externă a Orogenului Carpatic este marcată, în sens general, de marginea avanfosei (fig. 47). De fapt, partea externă a acesteia din urmă este o depresiune tină, suprapusă aproape în întregime platformelor din fața orogenului. Sub acest aspect s-ar putea restrînge orogenul la limita externă a unităților deformate, adică la fruntea pinzei subcarpatice sau, cînd aceasta este acoperită, la marginea zonei interne, cutate, a avanfosei. Întrucît în unele sectoare trecerea de la zona internă a avanfosei la cea externă se face fără o demarcație netă, întreaga avanfosă va fi descrisă în cuprinsul orogenului.

**Fig. 47. Schița marilor diviziuni structurale ale Carpaților și a regiunilor învecinate:**

- 1 - Transilvanide și Vardar; 2 - pinze transilvane; 3 - Pienide; 4 - pinza (grupul) Măgura; 5 - Piemontais (fossa Rehnitz); 6 - Dacide interne și Austroalpia; 7 - Dacide mediane; 8 - Dacide externe; 9 - Dacido marginale (= Prebalcani și Stara Planina); 10 - Moldavide; a - Zona flișului; b - pinza subcarpatică; 11 - banațite; 12 - magmatite neogene; 13 - depresiuni molasice și cverțuri post-tectogenice.



Partea cea mai internă a Carpaților și delimitarea ei de elementele aparținând Dinarizilor nu este peste tot la fel de stabilit. La sud de Dunăre (fig. 47), zona Vardar poate fi considerată ca reprezentând elementul structural ce separă Carpații și continuarea estică a acestora, Balcanii și Rodope, de Dinarizi și Hellenide. La nord de Dunăre, situația nu mai este atât de clară, discuțiile privind limita Carpați/Dinarizi fiind numeroase și contradictorii. Nu vom analiza încă problema, ea fiind dezbătută mai departe, în contextul integrării Carpaților în structura catenelor alpine din sud-estul Europei.

Descrierea marilor unități tectonice ale Carpaților românești va fi făcută de la cele mai interne spre cele mai externe.

## DACIDELE INTERNE

Unitățile care alcătuiesc Dacidele interne află pe teritoriul românesc în Munții Apuseni, iar în afara lui, în Carpații Occidentali centrali din Slovacia și nordul Ungariei, în Munții Bakony și probabil în munții Mecsek, Villány și Bükk.

În linii mari, Dacidele interne corespund cu ceea ce a fost denumit Apusenidele septentrionale, pe lângă care mai cuprind unele unități de soclu din Munții Metaliferi (Metaliferii sialici — Săndulescu, 1975b), precum și „insulele“ cristaline Preluca, Codru și Ticău. În aceste limite, Dacidele interne grupează pinze de soclu continentale, constituite, cel puțin parțial, din formațiuni cristaline (metamorfice și uneori granitice), acoperite de depozite sedimentare mezozoice sau permian-mezozoice.

Limitele Dacidelor interne sînt în cea mai mare parte acoperite de formațiuni post-tectogenetice sau de depresiuni molasice neogene. Limita între Dacidele interne și Transilvanide, marcată de încălcarea unităților aparținând Metaliferilor simici peste cele ale Metaliferilor sialici află doar în Munții Metaliferi. Dacidele interne se extind și sub o parte din Depresiunea Transilvaniei și mai ales sub Depresiunea Panonică (fig. 48), ajungînd spre nord pînă în subasamentul unei părți a zonei vulcanice din Munții Oaș-Gutii și a unei părți a Depresiunii Transcarpatice. O fractură importantă (falia nord-transilvană și prelungirea ei pînă la vest de Dunăre, în sudul Ungariei) împarte Dacidele interne în două segmente majore, a căror evoluție și alcătuire se deosebesc în unele detalii.

În Dacidele interne din Munții Apuseni se disting următoarele unități și grupuri de unități: unitatea de Bihor (care ocupă poziția cea mai de jos în eșafodajul structural), sistemul pinzelor de Codru și sistemul pinzelor de Biharia (Bleahu, 1976); la ultimul pot fi atașate și unitățile Metaliferilor simici, deși unele dintre acestea au suferit și deformări mai tinere decît celelalte unități din Munții Apuseni de nord.



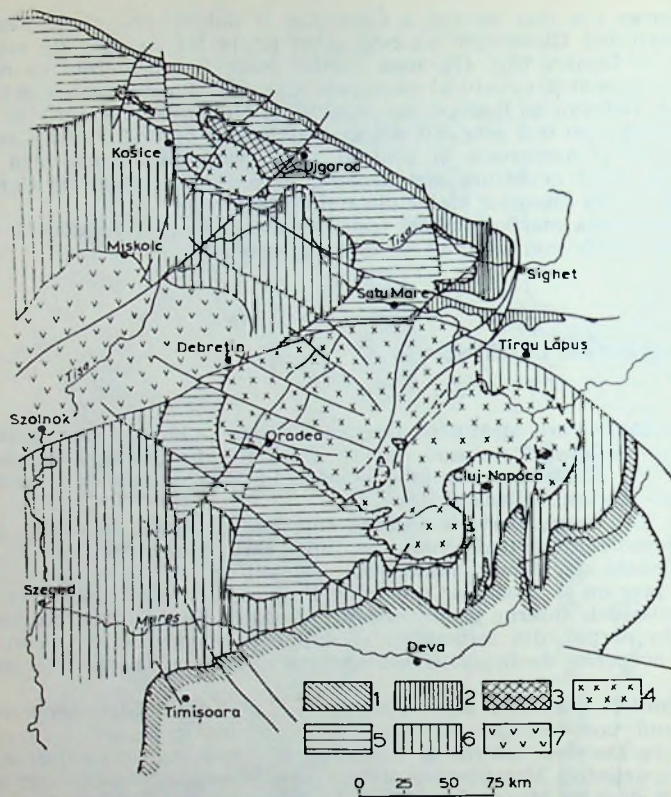


Fig. 48. Schița structurală a Carpaților interni între Slovacia și Transilvania:

1 - Transilvanide; 2 - Pienide; 3 - fereastra Ujgorod (1-3, unitățile suturii majore tethysiene); 4 - unitatea de Bihor; 5 - pinzile subatrică (= pinze de Codru); 6 - pinzile de Biharia (= Gemeride); 7 - unitatea Bükk (și echivalente).

Sistemul pinzelor de Codru cuprinde, de jos în sus, pinzile de Vălani, Girda, Finiș, Dieva, Moma, Arieșeni, Vașcău și Colești. Unitățile ce alcătuiesc sistemul pinzelor de Biharia sînt pinzile de Highiș-Poiana, Biharia și Baia de Arieș, ultima înglobînd și, formațiunile sedimentare (eventual numai pe cele presenoniene) ale unității de Bucium din Munții Metaliferi. Dacidelor interne le aparțin și pinza de Vidolm din Metaliferii sialici.

## UNITATEA DE BIHOR

Denumită curent „autohtonul” de Bihor, această unitate ocupă poziția cea mai de jos în ansamblul structural al Apusenilor septentrionali. Ea poate fi comparată cu unitățile tatrice (Tatra Mare și echivalente), numite și Tatrîde, din Carpații Occidentali centrali și este foarte probabil șariată în adîncime peste elemente aparținînd Pienidelor și/sau Transilvanidelor, atît în Munții Apuseni, cit și mai la vest, pînă în Slovacia. În contextul unor corelări mai largi, unitatea de Bihor și în general Tatrîdele corespund pînzelor austro-alpine inferioare din Alpii Orientali.

### Formațiunile cristaline și deformările prealpine.

Formațiunile metamorfice ce alcătuiesc unitatea de Bihor aparțin în cea mai mare parte Precambrianului (seria de Someș) și eventual Cambrianului (Dimitrescu, 1976; Ianovici et al., 1976). Primele, mezo-metamorfice, ar fi acoperite de formațiunile epimetamorfice ale seriei de Arada, deși există păreri (Balintoni — date inedite) că aceasta din urmă reprezintă doar partea retromorfă a primei. Metamorfitele sînt intruse de granitul de Muntele Mare pentru care s-a presupus (Ianovici et al., 1976) o vîrstă cadomiană tîrzie (530 Ma).

Formațiuni epimetamorfice considerate pînă acum ca făcînd parte din unitatea de Bihor s-au dovedit, în bazinul Văii Drăganului (Balintoni — date inedite) și în Munții Mezeșului (Horvath, în Marinescu et al., 1982), a aparține unei unități din sistemul pînzelor de Codru.

Structura de ansamblu a cristalinului unității de Bihor se poate observa cel mai bine în masivul Gilău, unde se recunosc cîte foarte largi. În bolta uneia dintre cîtele anticlinale majore este intrus granitul de Muntele Mare, care are forma unui phacolit (Dimitrescu, 1966). Prezența acestei mase granitice de mari dimensiuni apropie unitatea de Bihor și sub acest aspect de sîmburi cristalini ai unităților tatrice din Carpații Slovaciei.

În afara masivului Gilău, formațiunile cristaline ale seriei de Someș, ce aparține unității de Bihor, mai aflurează pe marginea grabenului Remeți în munții Rez și Mezeș și în insulele Făget și Ticău. În masivul Preluca, cercetări recente (Balintoni, în Rusu et al., 1983) arată că formațiunile cristaline aparțin seriei de Baia de Arieș sau seriei de Rebra și că ar putea aparține unei alte unități decît cea de Bihor.

Sistemele de fracturare care se disting în formațiunile metamorfice ale unității de Bihor sînt reluate sau generate în timpul Mezozoicului, așa încît este greu să se stabilească mai exact care dintre ele sînt prealpine.

## Formațiunile sedimentare și deformările alpine.

Sucesiunea sedimentară proprie unității de Bihor cuprinde formațiuni mezozoice presenoniene. În câteva puncte se cunosc și formațiuni detritice atribuite Permianului. Dintre caracterele litostratigrafice specifice se pot aminti următoarele (Patrulius et al., 1971; Patrulius, 1976; Mantea, 1981):

— așezarea evident discordantă a depozitelor detritice werfeniene după o lacună de sedimentare și eroziune în raport cu cele permiene;

— dezvoltarea unei secvențe carbonatice din Werfenianul superior pînă în partea inferioară a Triasicului superior și existența unei lacune în cea mai mare parte a acestuia din urmă;

— instalarea faciesului de Gresten în Jurasicul inferior;

— dezvoltarea unei succesiuni condensate în Jurasicul mediu și într-o parte a Jurasicului superior, urmată de instalarea unei platforme carbonatice în Kimmeridgian și Tithonic;

— existența unei lacune în baza Cretacicului cu care sînt asociate formațiuni bauxitifere;

— reinstalarea sedimentării carbonatice neritice din Barremian și trecerea treptată la o secvență calcaro-marnoasă ce urcă pe alocuri pînă în baza Turonianului.

Cele două lacune importante, din Triasicul superior și de la baza Eocretacicului, coresund unor mișcări de ridicare generală, însoțite cel mult de o fracturare mai mult sau mai puțin avansată. Este de remarcă că prima lacună se poate corela cu lipsa depozitelor triasice superioare în domeniul pînzelor central-est-carpătice care ocupau o poziție comparabilă cu cea a unității de Bihor, dar de cealaltă parte a zonei de spreading ce a condus la nașterea oceanului transilvan.

Deformările care au precedat șariajului pînzelor sistemului de Codru au generat în unitatea de Bihor structuri cu o orientare actuală NE-SV. Ele pot fi observate la sud de Someșul Cald, cit și în Munții Pădurea Craiului, fiind de tipul cutelor drepte, faliate axial sau pe flancuri, cu afundarea axială spre sud-vest. Dacă se admite rotirea în sensul acelor de ceasornic a blocului Apusenidelor septentrionale (Pătrașcu, fide Bleahu, 1976), cutele alpine ale unității de Bihor ar fi avut o orientare apropiată de direcția nord-sud, puțin comună în ansamblul Dacidelor interne.

Caracterul epiglicptic al pînzelor sistemului de Codru arată că structurile unității de Bihor sînt turoniene sau mezocretacice, mai vechi decît procesele de șariaj care le-au acoperit.

Structurile tafrogenice post-tectogenetice cunoscute în aria unității de Bihor, cum sînt grabenele Remeți și Someșul Cald sau ansamblul magmatic Vlădeasa, au o orientare NE-SV, asemănătoare cu structurile alpine ale unității de Bihor, arătînd că acestea din urmă au influențat direcția majoră de fracturare postsenoniană din această parte a Apusenidelor septentrionale.



Caracterul și amplitudinea încălecării unității de Bihor peste elementele situate la exteriorul ei nu pot fi apreciate în cuprinsul Munților Apuseni, în condițiile în care marginile unității sînt acoperite de formațiuni terțiare post-tectogenetice sau de pinze. Problema trebuie să fie abordată într-un cadru mai larg. Corelarea unității de Bihor cu Tatrilele și a acestora cu pinzele austro-alpine inferioare pledează pentru extinderea alohtoniei stabilite în Alpii Orientali (ferestrele Engadine, Tauern și Rechnitz) și în cuprinsul Dacidelor interne. Există interpretări (Săndulescu, 1980a) conform cărora în subsolul Depresiunii Transcarpatice neogene ar putea să existe o fereastră tectonică (fereastră Ujgorod) (fig. 48), deschisă în unitățile tatrice, echivalente cu cele de Bihor. Amploarea încălecării poate să fie variabilă în lungul segmentului Alpii Orientali — Dacide interne, descrescînd de la vest către est. Este posibil ca la sud de falia nord-transilvană amploarea încălecării să fie mai mică decît la nord și la vest de ea, după cum și vîrsta încălecării este diferită.

Elementele tectonice care sînt încălecate de unitatea de Bihor trebuie să aparțină grupului mare al Transilvanidelor, situate paleogeografic la exteriorul domeniului Dacidelor interne. Care anume dintre elementele transilvanidice sînt situate sub încălecare este greu de stabilit, dar se poate presupune că au în constituția lor formațiuni ofiolitice și depozite sedimentare mezozoice.

Vîrsta încălecării unității de Bihor peste structurile Transilvanidelor poate fi coborîtă pînă în momentul tectogenezelor mezocretacice, contemporană cu prima deformare a acestora din urmă (generarea pinzelor transilvane). Ea poate fi plasată și într-o tectogeneză mai nouă, sincronă cu șariajele pregosau ale sistemului pinzelor de Codru. De asemenea, este posibil ca încălecarea să fie polifazică, dar, conform datelor cunoscute pînă acum, este mai nouă decît Terțiarul inferior.

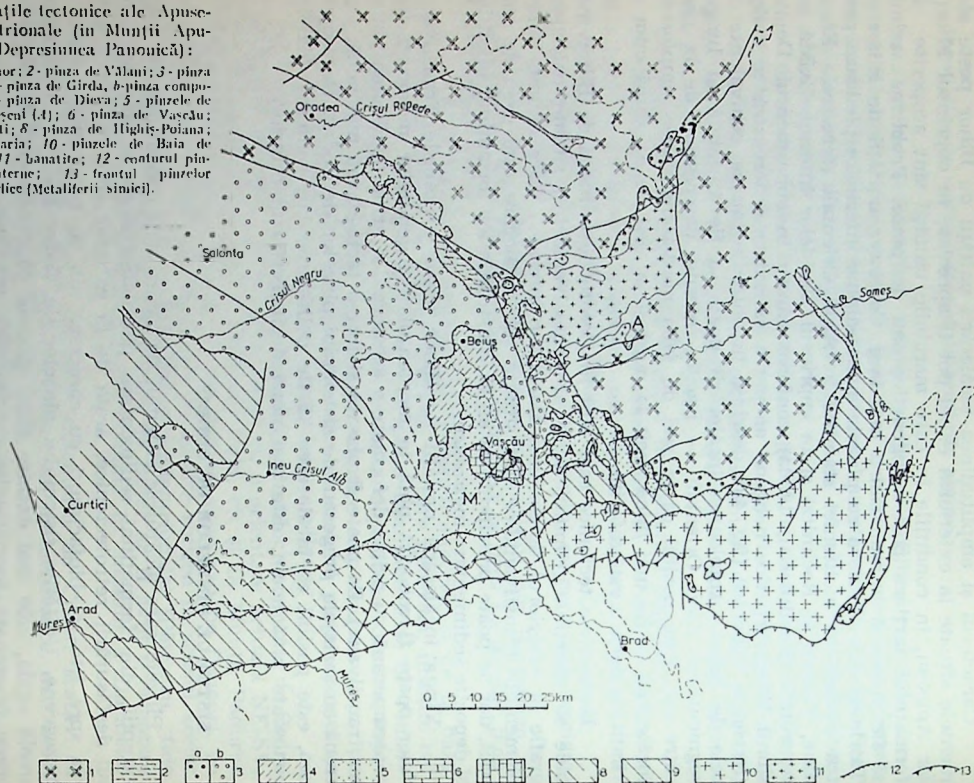
#### SISTEMUL PINZELOR DE CODRU

Pinzele care alcătuiesc sistemul de Codru sînt constituite, cu două excepții, din formațiuni sedimentare permian-mezozoice care, în sensul desfășurării retrotectonice, arată de la exterior spre interior trecerea spre lito- și biofaciesuri cu caractere din ce în ce mai pregnant mezogeene. Unitățile sistemului pinzelor de Codru nu au o dezvoltare areală egală, cele mai extinse fiind pinzele care păstrează într-o proporție însemnată formațiunile metamorfice prealpine.

Limitele sistemului pinzelor de Codru sînt reprezentate de contururi de eroziune. Este foarte probabil că ele au acoperit în întregime unitatea de Bihor, după un model similar cu al pinzelor subatrice cu care sînt echivalente.

Fig. 49. Unitățile tectonice ale Apusenidelor septentrionale (în Munții Apuseni și sub Depresiunea Panonică):

1 - unitatea de Bihor; 2 - pinza de Valani; 3 - pinza de Fibiș-Girda (a - pinza de Girda, b - pinza compozită de Fibiș); 4 - pinza de Dieva; 5 - pinzele de Moma (M) și Arieșeni (A); 6 - pinza de Vascău; 7 - pinza de Colești; 8 - pinza de Hghiș-Poiana; 9 - pinza de Biharia; 10 - pinzele de Baia de Arieș și Vidolm; 11 - lanatite; 12 - conturul pinzelor dacice interne; 13 - frontul pinzelor transilvanidice (Metaliferii simici).



## Pinza de Vălani

Unitatea cea mai profundă a sistemului pinzelor de Codru iar din punct de vedere paleogeografic cea mai externă este unitatea de Vălani (Patrulius, 1971). Ea este restrinsă ca suprafață de aflorare (fig. 49), putînd fi considerată pînă la urmă un gigantic petic de antrenare, deplasat la baza sistemului pinzelor de Codru.

Pinza de Vălani are caractere litostratigrafice mixte în raport cu unitatea de Bihor și cu pinza de Finiș-Girda (Patrulius, 1971 ; Bleahu et al., 1981), fiind caracterizată, pe de o parte, de prezența Keuperului carpatic și, pe de altă parte, de dezvoltarea Jurasicului superior și a Cretacicului inferior în faciesuri asemănătoare celor din unitatea de Bihor din Munții Pădurea Craiului. Locul dinainte de șariaj al pinzei de Vălani trebuie să fi fost pe marginea cea mai internă a unității de Bihor de pe care a fost smulsă în timpul încălecărilor pregosau.

Pinza de Vălani este o pinză de cuvertură, constituită exclusiv din formațiuni sedimentare. Apartenența la sistemul pinzelor de Codru este subliniată de litofaciesurile Triasicului mediu și de lacunele din Jurasicul inferior (parțial) și mediu.

Presupunerea că pinza de Vălani ar apare într-o fecastră tectonică la sud de Crișul Alb, în subasmentul Depresiunii Pannonice (Visarion, Săndulescu, 1979), este o ipoteză care suportă discuții, în lumina corelărilor actuale ce se pot face cu unitățile din subasmentul Depresiunii Pannonice din Ungaria sau din munții Mecsek și Villány.

## Pinza compozită de Finiș-Girda

Cea mai extinsă pinză a sistemului de Codru este cea de Finiș-Girda (Bleahu, Dimitrescu, 1957 ; Ianovici et al., 1976 ; Bleahu et al., 1981), la alcătuirea căreia iau parte și formațiuni metamorfice prealpine, alături de cele permian-mezozoice. Dacă se face abstracție de unitatea de Vălani, restrinsă ca dezvoltare areală, pinza de Finiș-Girda constituie talpa pinzelor grupului de Codru.

Formațiunile metamorfice prealpine sînt caracterizate de asocierea șisturilor cristaline mezozonale cu gnaise sau granite gnaiseice. Tot pinzei de Finiș-Girda trebuie atașate peticele de acoperire descrise în Valea Drăganului (Balintoni) sau în Munții Mezeș (Horvath, în Marinescu et al., 1982) în primul rînd datorită faptului că sînt imediat superioare unității din Bihor.

Repartizarea ariilor de aflorare a formațiunilor metamorfice prealpine și a celor sedimentare permian-mezozoice arată o predominare netă a celor din urmă la vest de Valea Arieșului. Situația poate fi explicată :

— fie prin acceptarea eroziunii diferențiale foarte avansate între cele două sectoare, care a avut loc înainte de șariajul pinzelor mai înalte din sistemul de Codru,



— fie prin deosebirea a două unități sau subunități — pinza de Girda, pe de o parte, constituită din formațiuni metamorfice și foarte puține depozite sedimentare (Dimitrescu, 1958), pinza de Finiș în care predomină depozitele sedimentare.

Cea de a doua ipoteză ar fi susținută și de unele observații recente (Stan — date inedite) conform cărora granitoidele din Munții Codru arată caractere discordante și o structură masivă, deosebindu-se astfel de gnasele de Codru din pinza de Girda.

Caracterul compozit al pinzei de Finiș-Girda a fost pus în evidență de curînd (Ștefănescu et al. — sub tipar) în Munții Codru prin descoperirea a două succesiuni triasice, suprapuse tectonic și acoperite discordant (?) de formațiunile jurasice inferioare. Secvența superioară are caracterul unei unități alohtone decolate, constituită exclusiv din formațiuni sedimentare triasice. Ea este suprapusă peste o succesiune ce debutează cu depozite molasice permieniene cu intercalații riolitice și se continuă, cel puțin aparent, fără întrerupere cu formațiuni triasice inferioare detritice, urmate de depozite triasice carbonatice. Fenomene de alunecare gravitațională submarină de proporții însemnate au mai fost constatate în unități comparabile cu cele ale sistemului de Codru și în Alpii Orientali (Plöching, 1976), iar în pinza de Krysna din Carpații Slovaciei, echivalentă cu pinza de Finiș, dublarea sau triplarea succesiunii sedimentare prin nașterea mai multor digitații este destul de frecventă (Mahel, 1974).

Dintre caracterele litostratigrafice caracteristice pinzei de Finiș (Patrulius et al., 1971; Ianovici et al., 1976; Bleahu et al., 1981) se remarcă :

- dezvoltarea secvenței permieniene fără intercalații de roci eruptive bazice ;
- dezvoltarea completă a succesiunii triasice și prezența la partea sa superioară a formațiunii Keuperului carpatic, urmată de formațiunea de Kössen ;
- dezvoltarea Jurasicului inferior într-un facies calcaros-marnos, marin ;
- existența unei lacune importante intrajurasice în intervalul Domesian-Oxfordian ;
- dezvoltarea în intervalul Tithonic-Neocomian a unei secvențe marno-grezoase care prezintă unele caractere asemănătoare flișului.

În pinza de Girda, formațiunile sedimentare sînt puțin dezvoltate și aparțin Permianului, în care se cunosc roci eruptive acide, și Triasicului inferior și mediu. Asemănările cu depozitele izocrone din pinza de Finiș există, dar nu sînt suficiente pentru a decide clar că cele două unități pot fi în întregime corelate.

Dacă cele două pinze, de Girda și de Finiș, s-ar dovedi că reprezintă două unități diferite, atunci în reconstituirea retrotectonică pinza de Girda ar ocupa o poziție externă în raport cu cea de Finiș. Urmînd acest model, pinza de Girda s-ar apropia de unele elemente ale Veporidelor externe din Carpații Occidentali centrali, în primul rînd prin pozi-

ția sa între unitatea de Bihor și pinza de Finiș. Aceasta din urmă se corelează cu pinza de Krysna mai ales prin caracterele Triasicului.

Există și o a treia ipoteză conform căreia formațiunile metamorfice și granitoidele din partea vestică a Munților Codru, împreună cu acoperirea lor permiană și o parte a Triasicului, să aparțină unei unități inferioare pinzei de Finiș, aceasta din urmă rămânând o pinză de acoperitură, lipsită de formațiunile metamorfice. În această a treia ipoteză, unitatea inferioară din Munții Codru ar putea fi corelată cu pinza de Girda și ar aflora astfel într-o fereastră tectonică (fig. 50).

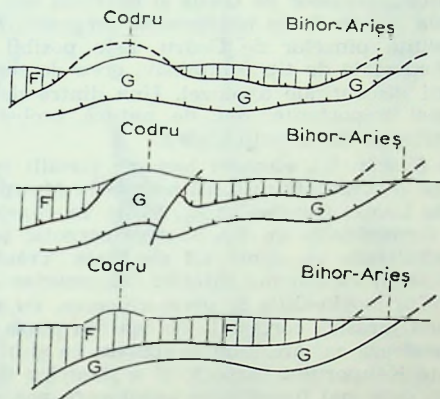


Fig. 50. Ipoteze privind relațiile între pinza de Girda și pinza compozită de Finiș; în primele două secțiuni de sus pinza de Finiș nu are formațiuni cristaline, în secțiunea de jos și pinza de Finiș și cea de Girda cuprind formațiuni metamorfice.

Atât în cazul în care s-ar admite ipoteza că pinza de Finiș cuprinde formațiunile metamorfice și granitoidele din Munții Codru, cât și în ipoteza că ele aparțin pinzei de Girda, peticele de acoperire din Valea Drăganului și din Munții Mezeșului trebuie atribuite celei din urmă.

Structura pinzei de Finiș, considerată mai în detaliu, se arată a fi complicată. În Munții Codru, exceptând dublarea seriilor triasice din bazinul Văii Finișului (Ștefănescu et al. — sub tipar), se mai poate urmări o încălecare între depozite paleozoice și cele triasice care duce la individualizarea unei digitații (unitatea de Dumbrăvița — Bleahu et al., 1971). La vest de Depresiunea Beiuș, în partea de nord a Munților Bihor, între pinza de Arieșeni și unitatea de Bihor au fost recunoscute (Man-tea, 1969; Bordea, Bordea, 1973) mai multe unități suprapuse, care, cu

excepția celei de mai sus (unitatea de Bătrînescu), aparțin toate (Ferice, Sebișel inferior și superior) pinzei de Finiș și arată o complicație remarcabilă a acestora.

Pinza de Girda are, cel puțin aparent, o structură mult mai simplă, constituită practic dintr-o unică succesiune, și anume formațiuni metamorfice — formațiuni sedimentare. Această situație ar sugera încă o dată caracterul ei diferit în raport cu pinza de Finiș, mai ales că în ultima complicațiile tectonice se realizează la nivelul secvențelor sedimentare.

Vîrsta șariajului pînzelor de Girda și de Finiș sau a pinzei compozite de Finiș-Girda se înscrie în tectogeneza pregosau, ca și a celorlalte unități ale sistemului pînzelor de Codru. Este posibil să fi existat și deformări preaproximale de tip compresiv, greu de sesizat actualmente din cauza aflorării discontinue a pînzei. Una dintre deformările preaproximale cele mai importante, dar de natură probabil diferită, este dublarea seriilor triasice din Munții Codru.

*Unitatea de Următ.* Un element tectonic înrudit cu pinza de Finiș și care aflorează pe o suprafață nu prea întinsă în Munții Bihor este unitatea sau pinza de Următ (Bordea et al., 1975). În cuprinsul acestei unități se recunosc formațiunile de tip Keuper carpatic și de tip Kössen, care subliniază afinitățile cu domeniul de Finiș. Trăsătura particulară o constituie litofaciesul Jurasicului inferior (Sinemurian-Pliensbachian — Ianovici et al., 1976) argilo-siltic și grezo-calcarios, cu aspecte de wildflysch. După lacuna jurasică corelabilă cu cea din pinza de Finiș (Domeurian-Oxfordian) urmează calcare kimmeridgiene, ca și în pînzele de Finiș și Vălan. Prezența Keuperului carpatic și a stratelor de Kössen constituie, fără îndoială, cele mai importante argumente pentru a acorda unității din Următ o poziție paleogeografică învecinată celei de Finiș. Ea ar putea reprezenta un foarte mare petec de rabotaj, smuls din partea cea mai internă a domeniului Finiș în timpul șariajului pînzei de Arieșeni. Din considerentele expuse mai sus, ea poate fi foarte greu echivalentă (Bleahu et al., 1981) cu pinza de Vașcău.

### **Pinza de Dieva**

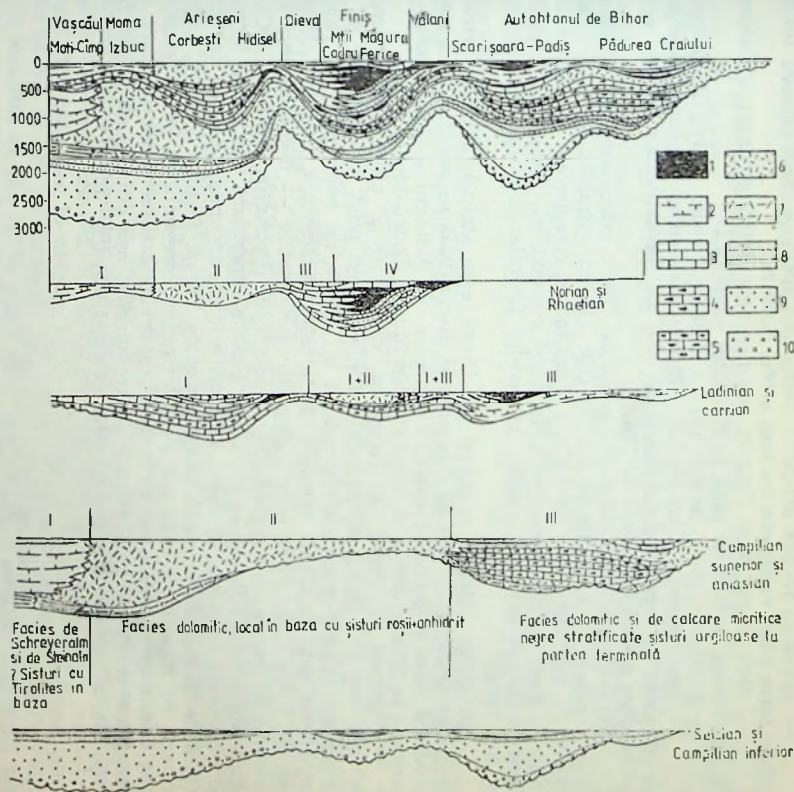
Unitatea superioară pînzei de Finiș este dezvoltată tipic în partea estică a Munților Codru, unde a fost denumită pinza de Dieva (Bleahu, 1965). Elemente tectonice izolate, echivalente cu pinza de Dieva, au fost descrise în partea de nord și de sud a Munților Bihor (Bordea, Bordea, 1973; Bordea et al., 1975) sub denumirea de unitatea de Bătrînescu, iar în bazinul superior al Arieșului un echivalent al acestei pînze este considerat solzul Ravicești (Bleahu, 1976). Peste tot, pinza de Dieva are caracterele unei pînze de cuvertură, la constituția ei neluînd parte formațiuni metamorfice prealpine.

Dintre caracterele specifice pînzei de Dieva (Bleahu, 1965; Patrulea et al., 1971; Ianovici et al., 1976; Bleahu et al., 1981) se pot menționa :



**Fig. 51. Litofaciesurile Triasicului în Apusenii septentrionali (după Patruşius, 1976):**

1 - şisturi vârgate; 2 - calcare reefalor; 3 - calcare fine stratificate; 4 - calcare bituminoase; 5 - calcare cu accidente silicioase; 6 - dolomite masive; 7 - dolomite adică: mite stratificate; 8 - gresii fine şi şisturi; 9 - gresii groşiere masive; 10 - conglomerate. I-IV zone de faţes.



- prezența rocilor eruptive bazice în cuprinsul Permianului, intercalate între două complexe cu roci acide, riolitice ;
- dezvoltarea unui Triasic, cu calcare de Reifling (Roșia) și calcare de Dachstein, carbonatică până în Norianul superior ;
- existența unei lacune care cuprinde practic întreg Jurassicul ;
- dezvoltarea în intervalul Tifonic-Neocomian a secvenței marmogrezoase cu caractere apropiate de cele ale formațiunilor de fliș, asemănătoare cu cea din pinza de Finiș.

Succesiunea Triasicului din pinza de Dieva arată oarecare condensare în raport cu unitățile învecinate (fig. 51), comparabilă doar sub acest aspect cu cea din pinza de Văłani și putînd fi considerată ca provenind dintr-o zonă de rid (haut-fond). În acest context își găsește locul justificat și lacuna avută în vedere la nivelul Ladinian-Carnianului (Bleahu et al., 1981).

Structura internă a pinzei de Dieva este simplă, fără deformări preparoxismale evidente. Dezvoltarea ei discontinuă se poate datora unei eroziuni care a precedat șariajul pinzelor de Arieșeni și Moma care o acoperă în Munții Bihor și, respectiv, în Munții Codru-Moma.

*Unitatea de Vetre.* În imediata vecinătate a unității de Următ (v. fig. 49), în sud-vestul Munților Bihor a fost pusă în evidență, pe o suprafață relativ restrînsă (Bordea et al., 1975), un mare petec de rabotaj situat sub pinza de Arieșeni. La alcătuirea acestuia, denumit unitatea de Vetre, iau parte numai depozite carbonatice — dolomite masive, urmate de marmore — atribuite Carnianului (Patrulus, 1976) sau Carnian-Norianului (Bleahu et al., 1981). Poziția superioară a unității de Următ și inferioară celei de Arieșeni ar constitui un argument pentru ca unitatea de Vetre să fie corelată cu pinza de Dieva. Poziția relativă, superioară, în raport cu unitatea de Bătrînescu, prezintă și ea în această regiune, s-ar datora unor deformări rupturale posttectogenetice care au complicat mult relațiile inițiale dintre unități, așa cum arată unele fozraje mai adînci din regiune (Bordea et al., 1975) (fig. 52).

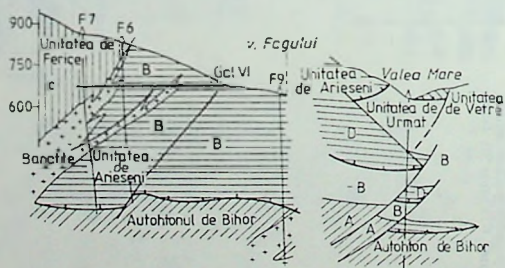


Fig. 52. Dublări tectonice post-șariaj (după Bordea et al., 1975):

a - zona Valea Fagului (A - unitatea de Bihor; B - pinza de Arieșeni; C - unitatea de Ferice); b - zona Valea Mare (A - unitatea de Bihor; B - unitatea de Următ, C - unitatea de Vetre, D - pinza de Arieșeni).

## Pinzele de Moma și Arieșeni

În schemele mai vechi privind tectonica Munților Apuseni septentrionali (Bleahu, Dimitrescu, 1957; Patruțiu, Bleahu, 1967), unitatea cea mai de sus în stiva pinzelor din grupul Codru era considerată pinza de Moma-Arieșeni. În ultimul timp însă, după distingerea pinzei de Vașcău (Bleahu et al., 1970), s-a pus problema corelării, de o parte și de alta a Depresiunii Beiuș, a acestor două unități. Unii autori (Bleahu, 1976; Bleahu et al., 1981) au ajuns la concluzia că este vorba de două pinze diferite; alții (Patruțiu, 1976) rămân la ipoteza unei singure unități.

Fie că se consideră o singură unitate, fie că este vorba de două unități, din punct de vedere structural și paleogeografic ele sînt cuprinse între pinza de Dieva, cu o poziție externă, și pinza de Vașcău, cu o poziție mai internă.

Formațiunile cele mai vechi sînt cunoscute în pinza de Arieșeni, fiind reprezentate de șisturi verzi epimetamorfice și sernifite de vîrstă Eocarboniferă.

Foarte bine dezvoltate, atît în pinza de Moma, cit și în pinza de Arieșeni, sînt formațiunile molasice permiane, cu care sînt asociate roci eruptive. Sub acest din urmă aspect, între cele două pinze se pot constata deosebiri în sensul că în cea de Moma se regăsește situația cunoscută în pinza de Dieva, în care rocile eruptive bazice sînt cantonate între două complexe de roci eruptive acide, riolitice, pe cînd în pinza de Arieșeni rocile eruptive bazice lipsesc (Ianovici et al., 1976), fiind cunoscute doar cele riolitice. Plecînd de la această situație, se poate trage concluzia că pinza de Moma a avut o poziție mai externă decît cea de Arieșeni, adică mai apropiată de pinza de Dieva.

Ca și în celelalte pinze ale sistemului de Codru, formațiunile permiane sînt, cel puțin aparent, în continuitate de sedimentare cu cele triasice inferioare detritice, atît în pinza de Moma, cit și în cea de Arieșeni. Secvența triasică în întregime carbonatică (fig. 51) are caractere specifice mai ales la nivelul Norianului și Rhetianului, deosebind pinza de Moma de cea de Arieșeni. Din acest punct de vedere, după Patruțiu (în Ianovici et al., 1976) pinza mai externă ar fi cea de Arieșeni, fapt care ar veni în contradicție cu dezvoltarea litofaciesurilor Permianului.

Atît pinza de Arieșeni cit și cea de Moma sînt lipsite de depozite jurasice, care au putut fi îndepărtate de eroziune înainte de șariaj. Este însă de presupus că și pentru aceste pinze au existat lacune cel puțin în Jurasicul mediu, caracteristică mai generală a pinzelor din sistemul de Codru.

Din analiza structurii interne a pinzei de Moma se desprinde concluzia că pe lingă fracturarea obișnuită care a precedat șariajul tuturor pinzelor din sistemul de Codru, în pinza de Moma au existat și deformări preparoxismale mai importante. La sud de Tărcăița au fost puse în evidență (Bleahu et al., 1982) succesiuni de flanc invers în care sînt implicate formațiunile permian-triasice inferioare (fig. 52). Vergența deversării succesiunii răsturnate este aparent vestică, în sens diferit față



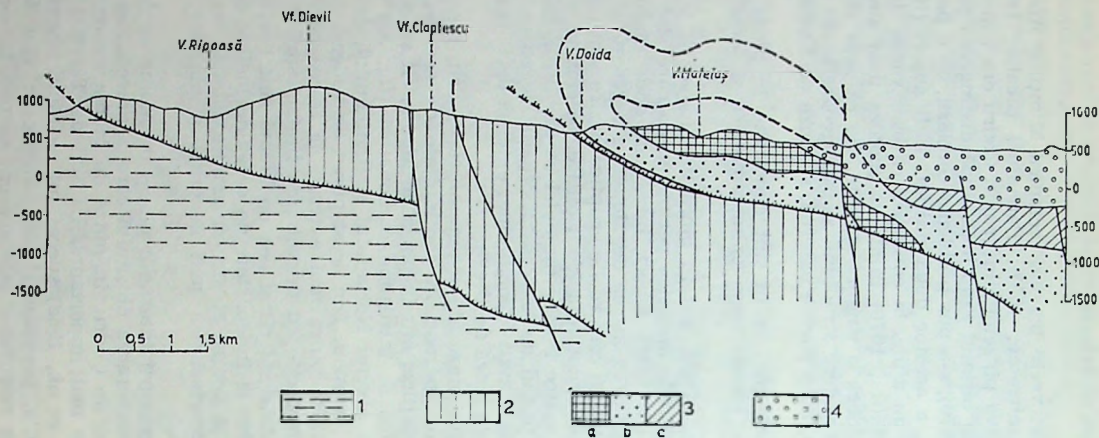


Fig. 53. Secțiune de dealuri în pinza de Moma (după Bleahu et al., 1981 — simplificată):  
 1 - pinza compozită de Finiş; 2 - pinza de Dieva; 3 - pinza de Moma (a - bazalte permieni; b - seria feldspatică permiană; c - depozite triasice); J - molasa neogenă a depresiunii Bleiu).

de șariajul pînzei. Caracterul preparoxismal al acestei deformări este subliniat de faptul că planul de șariaj al pînzei de Moma intersectează subsecvent structura cu flanc invers. O situație asemănătoare se regăsește tot în pinza de Moma, la est de Moneasa, unde se dezvoltă de asemenea o cută deversată spre vest, în depozitele permieni.

Vîrsta deformărilor preparoxismale din pinza de Moneasa este fără îndoială post-triasică, deoarece depozite de această vîrstă sînt implicate în structuri. Lipsa unor depozite mai noi decît Triasicul nu permite datarea mai precisă a momentului deformării, dar este foarte probabil ca el să fie mezocretacic, contemporan dezlipirii seriei sedimentare de pe subsamentul ei primar, proces care va determina mai tîrziu generarea pînzei de cuvertură, așa cum și este unitatea de Moma.

Pinza de Arieșeni, atît cît aflorează, nu arată deformări plicative preparoxismale de tipul celor descrise în pinza de Moma. Nu este însă exclus ca la o cercetare mai atentă să se găsească și aici urmele unei tectogeneze timpurii de mai mare amploare decît simpla fracturare a stivei ce urmează să fie mai apoi șariată.

Un element important de semnalat mai ales în privința pînzei de Arieșeni este eroziunea extrem de puternică pe care a suferit-o această unitate după șariaj și înainte de a fi încălecată la rîndul ei de unitățile pînzelor sistemului de Biharia. Situația este evidentă în masivul Biharia, unde pînzele de Highiș-Poiana și de Biharia încăleacă direct Triasicul inferior și Permianul pînzei de Arieșeni. Și mai accentuată a fost eroziunea mai spre vest, intrucît în Munții Highiș pînzele sistemului de Biharia încăleacă direct pinza de Finiș-Girda, fiind îndepărtate prin eroziune nu numai pinza de Arieșeni, dar probabil și cele de Moma și Dieva, în măsura în care extinderea lor spre sud-vest era atît de importantă. Întreaga problematică este legată și de sensul de șariaj al pînzelor sistemului de Codru, pentru care mai multe ipoteze, care se vor analiza mai departe, sînt de luat în considerare.

### Pinzele de Vașcău și Colești

Cele mai înalte unități ale sistemului pînzelor de Codru îl constituie două pinze de cuvertură alcătuite numai din depozite mezozoice, situate în platoul Vașcău. Inițial a fost distinsă o singură unitate, superioară pînzei de Moma, și anume pinza de Vașcău (Bleahu et al., 1970), constituită dintr-o succesiune de depozite calcaroase, triasic mediu — liasice, urmate de formațiuni jurasice calcaro-silitice. Mai tîrziu, pe baza unor diferențe litofaciale la nivelul Triasicului superior și al Jurassicului inferior, precum și prin descoperirea unor ferestre tectonice, a fost separată (Panin et al., 1980) și pinza de Colești, superioară celei de Vașcău.

Caracteristic pentru aceste două pinze este dezvoltarea secvențelor triasice ale faciesului grupului de Halstatt și Dachstein din Alpii Orientali, adică în condiții asemănătoare pînzelor austro-alpine superioare. Dacă în pînzele mai externe, inclusiv în pinza de Arieșeni (v. fig. 51),

mai există nivele detritice (asemănătoare cu stratele de Lunz), în pinza de Vașcău, unde succesiunea Triasicului este mai completă, sedimentarea este exclusiv calcaroasă (cu calcare de Steinalm, Schreyeralm, Reifling, Wand etc.). În pinza de Colești este remarcabilă dezvoltarea calcarului de Dachstein.

O particularitate a pinzei de Vașcău este dezvoltarea în Jurasicul inferior a unei secvențe argiloase negre, străbătută de mici corpuri de dolerite. Prezența acestor magmatite în Mezozoicul pinzei de Vașcău este o particularitate importantă care o singularizează în raport cu unitățile mai externe.

Prin caracterele litofaciale ale Triasicului, pinzele de Vașcău și Colești sînt evident cele mai interne unități ale sistemului de Codru. În același timp, fiind lipsite de depozite triasice inferioare și permieni, este greu să se facă o comparație mai detaliată cu celelalte unități ale acestui sistem. Din acest motiv, stabilirea ariei lor de origine poate fi supusă la interpretări variate, ajungînd pînă a le considera ca fiind decolate de pe una dintre unitățile pînzelor de soclu ale sistemului de Biharia.

#### SISTEMUL PÎNZELOR DE BIHARIA

Cel de al doilea sistem de pinze separat în Apusenidele septentrionale (Bleahu, 1976) este constituit din pinze de soclu cu o largă dezvoltare a formațiunilor metamorfice prealpine.

Conturarea acestui sistem de pinze a început în masivul Biharia, unde mai întîi Rozloznsnik (1936) și apoi Giușcă (1937) susțin șariajul formațiunilor metamorfice. Bleahu și Dimitrescu (1957) aduc noi argumente privind existența pinzei de Biharia (pe care o consideră pînză de supracutare cu flanc invers) și a pinzei de Muncel. Cercetările lui Dimitrescu (1958) precizează unele aspecte ale acestor pinze spre est, în Valea Arieșului, unde pinza de Muncel este separată sub numele de pinza de Lupșa. În ultima sinteză privind geologia Munților Apuseni (Ianovici et al., 1976), în sistemul pînzelor de Biharia sînt grupate pînzele de Highiș-Poiana, Biharia, Muncel-Lupșa și Baia de Arieș. Foarte recent (Balintoni — sub tipar), numărul pînzelor aparținînd sistemului de Biharia este restrîns la trei: Highiș-Poiana, Biharia (Lupșa) și Baia de Arieș (Muncel). Acestora le adăugăm pinza de Vidolm care, deși aflorază în Munții Trascăului, aparține tot Dacidelor interne, fiind o pînză de soclu cu formațiuni metamorfice prealpine.

Raritatea formațiunilor sedimentare implicate în structura pînzelor sistemului de Biharia poate constitui un impediment în aprecierea vîrstei acestora. Pe distanțe foarte mari, contactele tectonice între unități se stabilesc numai între formațiuni metamorfice prealpine, lăsînd loc la interpretări adeseori contradictorii. Prezența în cîteva puncte a formațiunilor permieni, încălecare a unor pînze ale sistemului de Codru și chiar a unității de Bihor constituie argumente care conduc la acceptarea posi-



bilității ca și pinzele sistemului de Biharia să fie considerate alpine sau reluate in alpin.

Formațiunile metamorfice care iau parte la alcătuirea fiecărei pinze din sistemul de Biharia au caractere litologice, metamorfice și vîrste diferite.

Pinza de Highiș-Poiana, care este unitatea inferioară și cea mai externă a sistemului, este constituită din secvența inferioară, metaclastică, epizonală, a seriei de Păiușeni (Savu, 1962), de vîrstă paleozoică medie sau carboniferă inferioară (Ianovici et al., 1976). Încălecare a acestei pinze este evidentă în nord-vestul Munților Highiș, unde acoperă pinza de Finiș-Girda, precum și în masivul Biharia, unde încalecă pinza de Arieșeni (Bleahu, în Ianovici et al., 1976) (fig. 54). Ea este laminată treptat spre est.

Pinza de Biharia are poziție mediană în cadrul sistemului și este cea mai extinsă dintre unitățile sale. În cea mai mare parte, ea este constituită din formațiuni mezometamorifice ale seriei de Biharia, fiind predominant vulcano-sedimentară bazică, cu porfiroblaste de albit și intruziuni premetamorifice de granitoide (Dimitrescu, 1958; Balintoni, în Hărtopanu et al., 1982). Extinderea acestei pinze a fost recent susținută (Balintoni — sub tipar) prin echivalarea complexului median al ofiolitelor metamorfozate (Savu, în Ianovici et al., 1976) cu seria de Biharia, care ar cuprinde și granitoidele de Highiș. Acceptînd această ipoteză, ar urma ca o mare parte a pinzei atribuită unității de Highiș și conturată, pe baza anomaliilor gravimetrice și magnetice pozitive, sub Depresiunea Panonică de la vest de Munții Apuseni (Visarion, Săndulescu, 1979) să

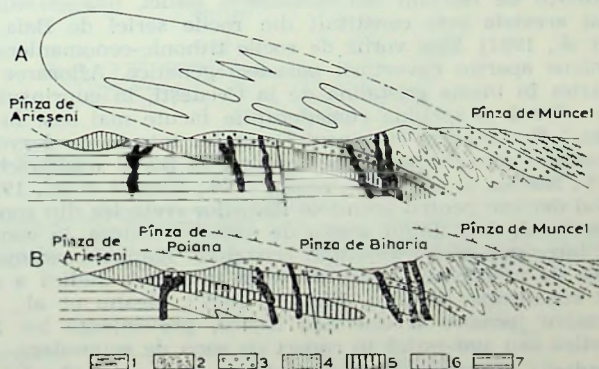


Fig.54. Ipoteze privind structura masivului Biharia (după Bleahu, 1976):

1 - pinza de Muncel; 2 - cristalin de Biharia; 3 - serie de Păiușeni; 4 - pinza de Arieșeni; 5 - pinza de Vetre; 6 - pinza de Bătrănescu și Umăi; 7 - unitatea de Bihor.

aparțină pînzei de Biharia, care cîștigă astfel mult în dezvoltarea ei areală (v. fig. 49).

La alcătuirea pînzei de Biharia iau parte și formațiuni epimetamorfice paleozoice medii (seria de Belioara), predominant carbonatice (dolomite și calcare masive, cu metaconglomerate în bază) (Solomon et al., — sub tipar; Balintoni, în Hârtopan et al., 1982). Pe o suprafață restrînsă, la vest de Băișoara, acestei pînze i s-au atașat conglomerate permicene.

Poziția și apartenența structurală a depozitelor grezo-siltice negre din vestul Munților Highiș, atribuite Permianului (Giușcă, 1962), pot fi interpretate diferit:

— ele ar putea să aparțină pînzei de Highiș-Poiana și să fie încălecate de pinza de Biharia, în conformitate cu interpretarea cartografică dată de Giușcă:

— ele pot aparține pînzei de Biharia (Balintoni — sub tipar) și încălece, împreună cu seria de Biharia, pinza de Highiș-Drocea:

— depozitele permicene constituie o unitate independentă, putînd reprezenta fie un petic de rabotaj, fie un petic de antrenare, deplasat în fața pînzei de Biharia.

Desigur, toate trei ipotezele presupun acceptarea prelungirii pînzei de Biharia în Munții Highiș.

Pinza de Baia de Arieș (Muncel) este constituită din seria precambriană, mezometamorfică, cu același nume (Dimitrescu, 1958), caracterizată de dezvoltarea la mai multe nivele a unor pachete de marmore și de asocierea unor roci metaeruptive acide. Granite tardicinematice (granitele de Vința) străbat aceste formațiuni metamorfice.

Formațiunile sedimentare ce pot fi atașate pînzei de Baia de Arieș aparțin unității de Bucium din Metaliferii sialici, întrucît subsamențul cristalin al acesteia este constituit din rocile seriei de Baia de Arieș (Bleahu et al., 1981). Este vorba de rocile tithonic-cenomaniene, întrucît cele senoniene aparțin cuverturii post-tectogenetice. Aflorarea seriei de Baia de Arieș în insula cristalină de la Cristești, în cuprinsul zonei de Bucium, confirmă și sprijină considerațiile făcute mai sus. În acest fel se conturează faptul că în cuprinsul Dacidelor interne se dezvoltă și domeniul de sedimentare în care se depun serii de fliș și wildflysch (Bleahu, Lupu, 1963; Bordea et al., 1965; Lupu, 1976; Bleahu et al., 1981). Sursa materialului detritic pentru arenitele flișurilor cretacice din zona Bucium nu este precizată, dar, ținînd seama de natura acestuia, în constituția ei trebuie să intre mai ales formațiuni cristaline. Klippele sedimentare din formațiunea de wildflysch, ce se dezvoltă în partea sudică a zonei Bucium, sînt constituite (Bleahu, Dimian, 1967; Bleahu et al., 1981) din calcare masive jurasice și din roci bazice, proveniența lor fiind fără îndoială estică sau sud-estică în raport cu zona de acumulare.

Extinderea pînzei de Baia de Arieș în domeniul Metaliferilor sialici (Săndulescu, 1975 b) ridică și problema încadrării structurale a formațiunilor metamorfice și a învelișului lor sedimentar jurasic superior — eocretacic din Munții Trascăului. În tratarea acestei probleme este necesar să se aibă în vedere mai multe fapte, și anume:

— încadrarea la seria de Baia de Arieș a cristalinelui din partea de nord a Munților Trascăului și de la nord de Valea Arieșului (cristalinul de Vidolm) (Ianovici et al., 1969) la care s-ar atașa formațiunile epimetamorfice ce suportă în poziția anticlinală stratele cu *Aptychus* de pe marginea estică a Munților Trascăului ;

— existența ferestrei tectonice Boieriste (Russo-Săndulescu, Berza, 1976) care pledează pentru alohtonia unei importante părți a cristalinelui de Vidolm ;

— considerarea poziției alohtone a calcarelor cristaline din Fundoaia, Colții Trascăului și Iarul, împreună cu o parte din rocile keratofirice ce afloră în baza lor, ansamblu care ar constitui pinza de Fundoaia s. str. ;

— situarea în poziție superioară a pinzei de Trascău (Bedeleu) în raport cu cea de Fundoaia s. str. ;

— încadrarea pinzelor de Fundoaia s. str. și a pinzei de Trascău (Bedeleu) în grupa Transilvanidelor (Metaliferilor simici).

În contextul celor de mai sus, cristalinelul de Vidolm, cuprinzând și formațiunile epimetamorfice, împreună cu stratele cu *Aptychus* ce constituie învelișul sedimentar al acestora din urmă, reprezintă o pinză de soclu aparținând de Metaliferii sialici și în consecință Dacidelor interne (fig. 55) pe care o distingem sub numele de pinza de Vidolm.

Pinza de Vodolm este cea mai internă unitate a sistemului pinzelor de Biharia, în sensul invers vergenței acestora și în același timp unitatea marginală a Dacidelor interne în raport cu domeniul Transilvanidelor ce provin din aria oceanică tethysiană.

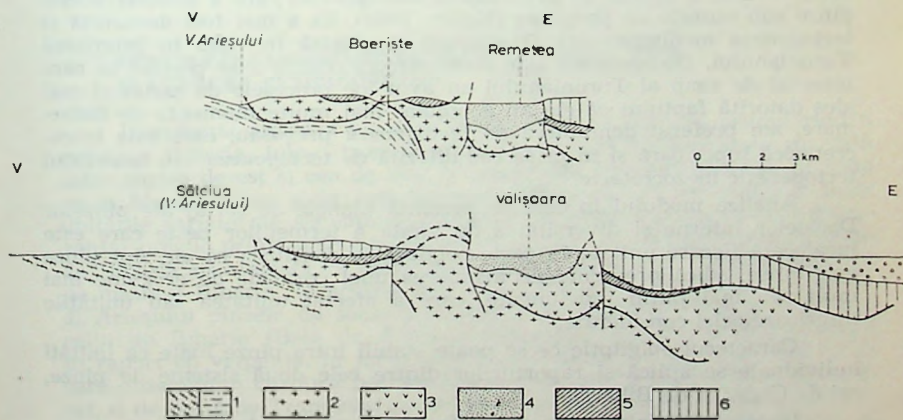


Fig. 55. Secțiuni schematice în Munții Trascăului:

1 - pinza de Baia de Arieș zona Bucium (a - formațiuni metamorfice; b - formațiuni sedimentare caracteristice zonei Bucium); 2 - pinza de Vidolm; 3 - pinza de Feneș; 4 - formațiunea de Remetea; 5 - pinza de Fundoaia (s. str.); 6 - pinza de Trascău (Bedeleu).



Relațiile dintre pinzele de Baia de Arieș și de Vidolm se pot presupune a fi mascate de depozitele senoniene care au o poziție posttectonică în raport cu unitățile Dacidelor interne. Situația actuală ce se poate observa pe marginea vestică a cristalinelui de Vidolm, care încalcă depozite senoniene, precum și aprecierea unei vârste cretacice superioare tinere pentru formațiunile sedimentare epiclastice ce aflurează în creasta de la Boieriște permit a considera că pinza de Vidolm a suferit și deformări compresive mai tinere decît cea de Baia de Arieș, încadrîndu-se în tectogenezele de la sfîrșitul Cretacicului superior ce au afectat cel puțin o parte a Munților Metaliferi. Nu poate fi trecută cu vederea și ipoteza că pinza de Vidolm reprezintă partea cea mai internă a pinzei de Baia de Arieș, reluată după depunerea cuverturii post-tectogenetice senoniene, moment în care s-a deplasat împreună și solidar (în bloc) cu unitățile transilvanidice care o acoperă tectonic și cu depozitele cuverturii neocretacice.

#### VÎRSTA ȘI SUCEESIUNEA ȘARIAJELOR APARTINÎND DACIDELOR INTERNE

Datele cunoscute atît în Munții Apuseni septentrionali, cit și mai la vest, în Carpații Occidentali centrali și în Alpii Orientali, stabilesc cu destulă precizie faptul că pinzele cunoscute în cuprinsul Dacidelor interne sînt anterioare Senonianului. Dezvoltarea destul de frecventă a litofaciesului de Gosau în cuvertura post-tectogenetică (post-pinză) a Dacidelor interne a condus la desemnarea tectogenezei care a generat aceste pinze sub numele de pregosau (Kober, 1931). Ea a mai fost denumită și tectogeneza mediteraneană (Tollmann) și plasată în timp în interiorul Turonianului. Deoarece nu este decît rarori posibil a se preciza în care interval de timp al Turonianului au avut loc procesele de șariaj și mai ales datorită faptului că ele au acumulat mai multe momente de deformare, am preferat denumirea de tectogenază pregosau, care este intracretacică superioară și în orice caz diferită de tectogeneza sau intervalul tectogenetic mezocretacic.

Analiza modului în care se prezintă planele de șariaj ale pinzelor Dacidelor interne și diversitatea de vîrstă a termenilor peste care este încălecată fiecare unitate în parte conduce la concluzia că ele sînt pinze epigiptice, adică precedate de instalarea unei perioade de eroziune mai mult sau mai puțin îndelungate, care a afectat unitatea sau unitățile inferioare celei considerate.

Caracterul epigiptic ce se poate stabili între pinze luate ca unități individuale se aplică și raporturilor dintre cele două sisteme de pinze, cel de Codru și de Biharia.

Intervalul minim care poate fi admis pentru desfășurarea succesivă a proceselor de șariaj-eroziune-șariaj și repetarea lor cel puțin o dată poate corespunde celei mai mari părți a Turonianului, întinzîndu-se pe o perioadă de 6—7 Ma. Nu trebuie pierdut însă din vedere că gene-

rarea șariajelor s-a putut face și în două etape succesive, una corespunzând tectogenezelor mezocretacice, cea de a doua celei pregosau.

Raporturile ce se stabilesc între pinzele sistemului de Codru și cele ale sistemului de Biharia (v. fig. 49) arată că primele au fost puse în loc și parțial erodate înainte ca următoarele să ajungă în poziția pe care o ocupă actualmente. Unul din argumentele grăitoare în acest sens este încălecarea pinzei de Highiș-Poiana, din sistemul pinzelor de Biharia, direct peste pinza de Finiș-Girda, în partea de sud a Depresiunii Zaran-dului. Această situație dovedește că înainte de încălecarea unităților din sistemul superior au fost erodate cel puțin trei (Dieva, Moma, Arieșeni) din pinzele sistemului inferior. O situație similară se poate avea în vedere și în partea estică a Munților Gilăului, unde pinza de Biharia ia contact, în unele sectoare, direct cu unitatea de Bihor.

Nu există dovezi concludente asupra existenței unor șariaje care să se fi desăvârșit în timpul tectogenezelor mezocretacice, dar nu se poate exclude faptul că amorsarea unora din planele de șariaj sau desprinderea seriilor sedimentare de pe subsolul lor primar, în cazul pinzelor de cuvertură, nu s-a produs înainte de începutul Cretacului superior. Asemenea deformări ar putea să fi generat structurile preșariaj ce se observă în pinza de Moma sau fracturarea mai mult sau mai puțin intensă a succesiunilor sedimentare care constituie pinzele sistemului de Codru în general. Urmele deformărilor mezocretacice se mai pot înregistra în zona de Bucium a pinzei de Baia de Arieș și în partea internă, cu strate cu *Aptychus* a pinzei de Vidolm. În acest din urmă caz, aprecierea vârstei deformării depinde în cea mai mare măsură de posibilitatea precizării vârstei părții inferioare a formațiunii de Remeti.

#### DEZVOLTAREA ZONELOR DE SEDIMENTARE IZOPICE ȘI CURBURA PERIBIHOREANĂ

Distribuția areală a pinzelor sistemului de Codru în primul rînd a celui de Biharia, într-o măsură mai mică, arată o inegalitate marcată între partea de est și cea de vest a Apusenidelor septentrionale. În timp ce în Munții Bihor și la vest de meridianul acestora se regăsesc toate unitățile șariate ale sistemului pinzelor de Codru, la est el este reprezentat practic printr-o singură pinză, cea de Girda. În privința sistemului de Biharia se constată că pinza de Highiș-Poiana nu se regăsește la est de masivul Biharia. În același timp, se constată că din bazinul superior al Arieșului pinzele de soclu aparținînd sistemului de Codru (Girda) și celui de Biharia (Baia de Arieș și Biharia) descriu o curbă concavă, în raport cu vergența, în jurul unității de Bihor. Această curbă — pe care o denumim curbă peribihoreană — este urmărită paralel, la sud-est, și de unitățile Transilvanidelor din Metaliferii simici.

Este semnificativ faptul că pinzele de cuvertură ale sistemului de Codru nu sînt antrenate în curbura peribihoreană, ele aprindu-se destul de brusc acolo unde pinzele de Girda, Biharia și Baia de Arieș încep să

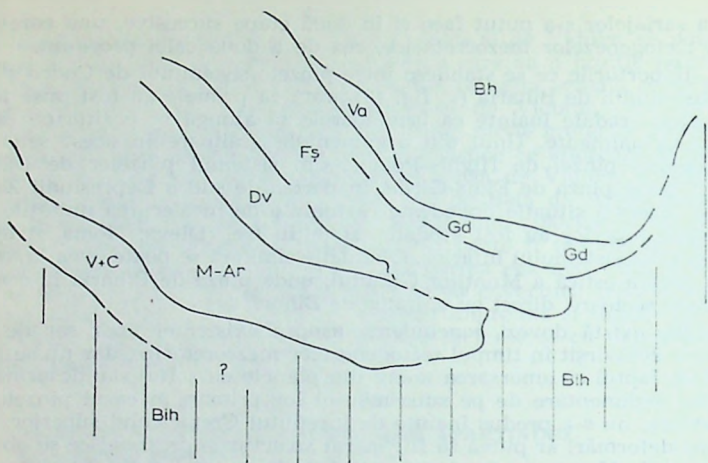


Fig. 56. Schița retrotectonică a pînzelor sistemului de Codru:

Bih - unitatea de Bihor; Va - pînza de Vălan; Gd - pînza de Gîrda; Fș - pînza de Fimș; DV - pînza de Dieva; M-Ar - pînzele de Măreș și Aricești; V + C - pînzele de Vascău și Colești; Bih - pînzele sistemului de Biharia.

descrie arcul amintit. Situația poate fi explicată fie prin intervenția eroziunii, fie prin dispoziția primară a zonelor de sedimentare izopice din care au provenit pînzele de Codru. Dintre aceste două ipoteze, considerăm deocamdată mai fundamentată pe cea de a doua, conform căreia ariile de sedimentare izopică, eșalonate de la exterior (unitatea de Bihor) spre interior (pînzele de Vascău și Colești) se închideau spre sud-est (fig. 56), fapt care a condus implicit și la dispariția pînzelor de cuvertură în aceeași direcție.

Curbarea pînzelor de soclu în jurul marginii sud-estice a unității de Bihor se poate explica prin aceea că și marginea continentală a Dacidelor interne, situată spre oceanul Transilvanidelor, avea o configurație arcuită în același sens. În fapt, pînzele de soclu arcuite s-au născut din forfecarea succesivă a marginii continentale a cărei formă a influențat și orientarea pe direcție a șariajelor.

Curbura peribihoreană își schimbă sensul de arcuire la nord de masivul Gilău, căpătînd o direcție aproximativ nord-sud. Aceasta permite explicarea prezenței în masivul Preluca a seriei de Baia de Arieș care ar reprezenta vestigiile cele mai nordice ale sistemului pînzelor de Biharia.

Acest model structural se oprește la falia nord-transilvană care constituie prelungirea în domeniul continental a unei falii transformante din domeniul oceanic al Transilvanidelor (Săndulescu, 1980b).



## CUVERTURA POST-TECTOGENETICĂ

Structura cu pinze de șariaj a Dacidelor interne este acoperită discordant de formațiuni sedimentare senoniene, dezvoltate în mare parte în faciesul de Gosau (Lupu, Lupu, 1969; Ianovici et al., 1969, 1976). Excepție face zona Bucium, în care, pe lângă faciesuri înrudite cu cel de Gosau, se mai dezvoltă depozite cu caractere de fliș și/sau de widflysch.

Formațiunile cuverturii post-tectogenetice au fost în mare parte erodate. Ea se păstrează în unele structuri de tip graben (Remeți, Someșul Cald) ca petice de eroziune (Roșia, Vidra) sau ca homocline încălecate de pinzele Transilvanidelor (marginea sudică a Munților Highiș).

În zona Bucium, formațiunile post-tectogenetice senoniene, cu faciesurile amintite mai sus, sînt deformate mai intens, ajungîndu-se pînă la încălecări postmaastrichtiene (Bordea et al., 1979), contemporane cu ultimele deformări pe care le-au suferit Transilvanidele din Munții Metaliferi.

Cuvertura post-tectogenetică a Dacidelor interne cuprinde și depozite mai noi, terțiare, comune și pentru cea a Transilvanidelor din Munții Metaliferi și care se extinde spre nord-est la exteriorul Depresiunii Transilvaniei. Ea este în mare parte dezvoltată în facies epicontinental

## TRANSILVANIDELE

Dacidele transilvane sau Transilvanidele (Săndulescu, 1980b), grupînd unități în alcătuirea cărora intră complexe ofiolitice, reprezintă, împreună cu Pienidele, sutura majoră tethysiană în spațiul carpatic. Din acest motiv, unitățile cu soclu continental, situate de o parte și de cealaltă a grupeii de unități ce alcătuiesc Transilvanidele, reprezintă resturile deformate ale marginilor continentale ale oceanului tethysian. Acesta este cazul Dacidelor interne, pe de o parte, și a Dacidelor mediane, pe de altă parte.

Zone de afloriment ale unităților structurale grupate în Transilvanide se găsesc în Munții Metaliferi, unde constituie ceea ce a fost denumit Metaliferii simici (Săndulescu, 1975b), și în Carpații Orientali, unde sînt reprezentate de pinzele transilvane. Din interpretarea datelor geofizice și de foraj, elemente structurale aparținînd Transilvanidelor au fost recunoscute în subasamentul Depresiunii Transilvaniei (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Rădulescu et al. 1976; Săndulescu, Visarion, 1978) și în cel al Depresiunii Pannonice (Săndulescu, Popescu, 1969; Visarion, Săndulescu, 1979). Ele reprezintă continuarea directă a Metaliferilor simici, atît într-o parte, cit și în cealaltă. În cuprinsul acestor elemente își găsesc rădăcina și pinzele de obducție transilvane, a căror dezvoltare discontinuă este determinată de eroziunea ulterioară șariajului lor.

Dacidele transilvane sau Transilvanidele, avind tectogeneze crctacice, se opresc la falia nord-transilvană, de unde au fost decalate senestru, spre vest, reluate în tectogeneze mai tinere și înlocuite sau acoperite tectonic de Pienide.

Legătura Transilvanidelor, cel puțin parțial, cu unitățile din zona Vardar nu este direct demonstrată, dar a fost presupusă de mai mulți autori (Andjelković, Lupu, 1967; Bleahu, 1976; Săndulescu, 1980b).

Reprezentind elementul de simetrie al catenci carpatice, Transilvanidele separă de fapt marginea continentală europeană de microcontinentul austro-bihorean (Săndulescu, 1983).

## PINZELE METALIFERILOR SIMICI

Prezența elementelor alohtone, la alcătuirea cărora iau parte roci eruptive mezozoice, a fost pusă în evidență pentru prima dată în Munții Metaliferi de Ilie (1935), care considera că pinza de Trascău antrena în baza ei formațiuni ofiolitice. Contestată un timp (Bleahu, Lupu, 1963; Lupu, 1965), existența pinzelor de șariaj în Munții Metaliferi a fost treptat confirmată și dezvoltată alit în lucrări de detaliu (Bordea et al., 1965, 1979; Bordea, 1971, 1972; Lupu, 1972; Mantea — date inedite), cit și în generalizări sintetice (Ilanovici et al., 1969; Lupu, 1974, 1975, 1976; Săndulescu, 1975b; Bleahu et al., 1981). Numărul, conținutul și conturul pinzelor în diversele lucrări au fost variabile și uneori contradictorii.

Pinzele Metaliferilor simici sint pinze de obducție, constituite din roci magmatice ce pot fi atribuite unor complexe ofiolitice și din roci sedimentare mezozoice. Formațiunile sedimentare sint fie de tip carbonatic, fie de tip fliš sau wildflysch, putind uneori forma elemente structurale de cuvertură, mai mult sau mai puțin independente.

## Complexele ofiolitice

Rocile magmatice mezozoice sint considerate în această lucrare complexe ofiolitice într-un sens general, pe baza faptului că provin dintr-o arie a cărei scoarță era comparabilă cu cea a domeniilor oceanice, chiar dacă în anumite momente ale evoluției lor alcătuirea petrochimică a unora dintre roci nu corespunde în întregime caracterelor clasice ale bazaltelor tholeitice.

În această privință părerile au fost și sint încă divergente. Rădulescu, Săndulescu (1973), Bleahu (1974) și Herz, Savu (1974) sint cei care încadrează pentru prima dată întreg ansamblul rocilor eruptive mezozoice din Munții Metaliferi, cu excepția banatitelor desigur, la complexe ofiolitice provenite din domenii cu scoarță oceanică. Mai tirziu, Savu (1980) distinge două grupe de roci, unele mai vechi, pe care le acceptă ca fiind ofiolite, și altele mai noi, suprapuse în unele locuri primelor sau dezvoltându-se independent, pe care le separă sub

denumirea de magmatite inițiale (restringind nejustificat denumirea dată de H. Stille). Cel de al doilea grup este considerat de Savu ca fiind un magmatism de arc insular, provenit din subducția bilaterală a unor microplăci sialice sau, mai recent, a unor scoarțe de tip oceanic (fig. 57a). Cioflica, Nicolae (1980) și Cioflica et al. (1981) consideră întregul ansamblu al rocilor eruptive mezozoice ca fiind complexe ofiolitice dintre care unele sint de arc insular, iar altele de bazin marginal (fig. 57b). Cioflica et al. (1981) distinge în cadrul complexelor ofiolitice alpine din Apusenii meridionali trei serii magmatice: una tholeitică (Jurasic inferior-Callovian), a doua calco-alcalină (Callovian-Neocomian) și a treia spilitică (Barremian-Aptian inferior?). Seria tholeitică corespunde cu cea ce Savu (1980) denumește ofiolite, iar celelalte două serii corespund magmatismului de arc insular în concepția acestui autor.

Cele trei serii magmatice distinse în Metaliferii simici apar în general în unități diferite, cu excepția primelor două (tholeitică și calco-alcalină) care se asociază în alcătuirea pinzei de Techereu-Drocea.

În ceea ce privește vîrsta celor trei serii amintite, repartizarea lor în intervalul Jurasic inferior — Barremian (sau Aptian inferior) în trei perioade distincte poate fi supusă unei analize critice. Există numeroase situații în care atât seria tholeitică, cît și seria calco-alcalină sint acoperite normal de formațiuni sedimentare calcaroase care debutează în Oxfordian sau Tithonic (Lupu, 1974; Ianovici et al., 1976; Bleahu et al., 1981), fapt care împiedică extinderea momentului punerii lor în loc pînă în Neocomian. Este mai probabil că magmatismul tholeitic și cel calco-alcalin nu a depășit, în cea mai mare parte a ariei corespunzătoare Metaliferilor simici, partea inferioară a Tithonicului, așa cum este în parte sugerat și de unele lucrări recente (Bleahu et al., 1981, tabel). Singura excepție s-ar putea găsi în pinza de Criș în care produse magmatice ale seriei calco-alcaline sint asociate cu depozite de fliș tithonic-neocomian. Datarea radiometrică a acestor magmatite (140 Ma după metoda Rb/Sr) indică limita Tithonic Berriasian.

Rocile eruptive aparținînd seriei spilactice, cantonate în pinza de Feneș, se află asociate cu formațiuni pentru care se admite în ultimul timp (Lupu și colaboratorii, fide Bleahu et al., 1981) larga dezvoltare a fenomenelor tectono-sedimentare de tip wildflysch. În acest context, produsele magmatice ar putea fi considerate în poziție alohtonă, sub formă de klippe sedimentare sau de material redepus (în cazul rocilor cineritice). Pînă la un punct se poate invoca intervenția proceselor tectono-sedimentare și pentru explicarea asocierii corpurilor eruptive cu flișul tithonic-neocomian din pinza de Criș.

Sintetizînd considerațiile făcute despre complexe ofiolitice din Munții Metaliferi, se poate reține:

— în cursul evoluției magmatismului ofiolitic au fost generate trei serii magmatice, și anume tholeitică, calco-alcalină și spilactică, dezvoltate înegal în unitățile tectonice alpine;

— principala activitate magmatică ofiolitică, în sens larg, s-a desfășurat pînă în Tithonic, contextul în care apar unele produse ale aces-



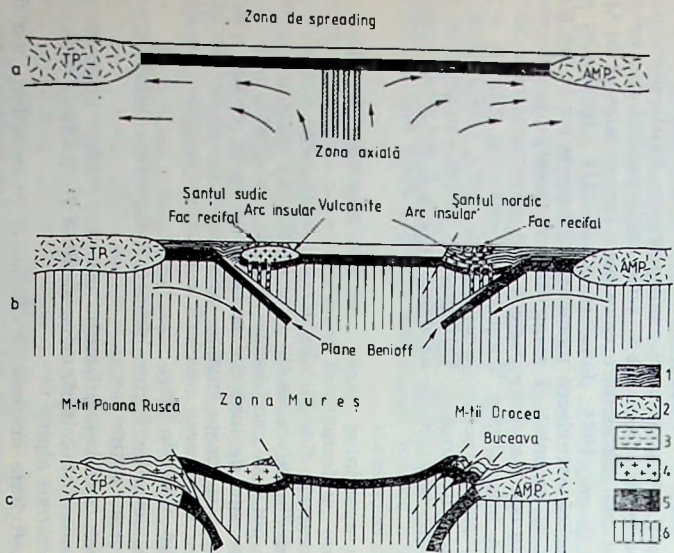


Fig. 57 a. Ipoteză privind evoluția Metaliferilor simici și geneza arcurilor insulare prin subducție convergentă (după Savu, 1983).

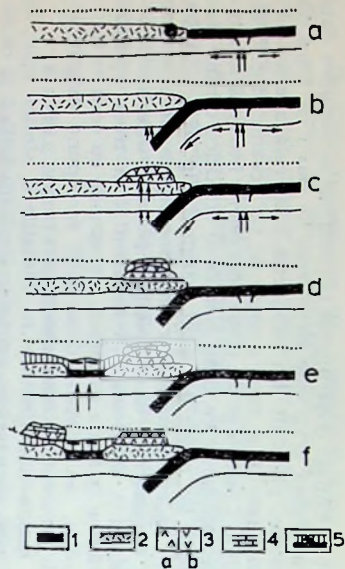


Fig. 57 b. Ipoteză privind evoluția Metaliferilor simici și geneza arcurilor insulare prin subducție unilaterală (după Cioflia și Nicolae, 1981):

a - spreading oceanic legat de riftul transilvan;  
 b - începutul subducției; c - formarea arcului insular;  
 d - formarea calcarelor reefale; e - formarea unui bazin marginal activ; f - punerea în loc a pinzei de Bedeleu; 1 - crustă oceanică; 2 - crustă continentală; 3 - ofiolite (3a - complex predominant calcaolalt tholitic; 3b - complex predominant calcaolalt alcalin); 4 - calcare; 5 - strate de Feneș și ofiolite ale complexului spilititic.

teia în formațiunile neocomiene sau barremiene putînd fi explicat prin intrevenția proceselor tectono-sedimentare ;

— diferențele de constituție a complexelor ofiolitice de la o unitate la alta trebuie puse în legătură cu faptul că ele provin dintr-o arie oceanică în expansiune în care a fost generată scoarța de vîrstă diferite și în cadrul căreia au putut avea loc și procese de subducție de tip arc insular sau au existat procese vulcanice intraplacă (hot-spot).

Din considerente de ordin general, vîrsta complexelor ofiolitice din Munții Metaliferi, referindu-ne mai ales la seria tholeitică, nu este considerată a fi mai veche decît Jurasicul inferior. Din examinarea tuturor datelor referitoare la ofiolitele provenite din domeniul Transilvanidelor (vezi Pinzele transilvane) s-a putut trage concluzia că deschiderea oceanului ce îi corespunde s-a produs din Triasicul mediu. Lipsa unor secvențe ofiolitice de vîrstă triasică în Munții Metaliferi, poate fi explicată în conformitate cu un model geotectonic (fig. 58) care presupune că :

— scoarța oceanică de vîrstă triasică, născută la începutul perioadei de spreading, are poziția cea mai apropiată de cele două margini continentale ;

— în timpul spreadingului au putut lua naștere chiar în cuprinsul domeniului oceanic în expansiune zone în care au loc procese de subducție (conform modelului Mariane — v. fig. 17 c) ;

— în timpul consumului prin subducție în domeniul oceanic au putut lua naștere produse calco-alkaline de tip arc insular, suprapuse bazaltelor de tip fund oceanic ale acestuia.

Conform modelului prezentat mai sus, scoarța oceanică de vîrstă triasică, situată în apropierea marginii continentale a Dacidelor interne, a fost consumată prin procese de subducție mai vechi decît Oxfordianul, în condițiile continuării spreadingului tethysian al domeniului transil-

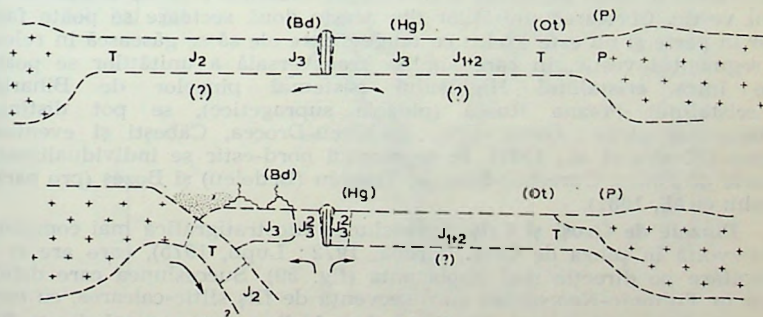


Fig. 58. Ipoteză privind generarea și consumul ofiolitelor (cruste oceanice) triasice și formarea vulcanitelor calco-alkaline:

T, J<sub>2</sub>, J<sub>3</sub>, J<sub>3</sub><sup>2</sup> - crustă oceanică de vîrstă diferite (triasică, jurasică medie, jurasică superioară și, respectiv, lithonică); +++ - crustă continentală; (P) - pinza de Persani; (Ot) - pinza de Olt; (Hg) - pinza de Haghigas; (Bd) - pinza de Bedeleu; punctul-Bisuri din Metaliferii simici.

vanidic. Trenchul suprapus zonei de subducție a putut fi constituit de fosa celor mai nordice flișuri din sistemul pinzelor Metaliferilor simici, de exemplu cea corespunzătoare pinzei de Criș, în care să mai fi continuat un timp punerea în loc a unor produse calco-alcaline. Lărgimea ariei în care apar produsele calco-alcaline poate varia în raport invers cu înclinarea planului de subducție. Absența rocilor ce aparțin seriei tholoi-tice în unele unități în care se cunosc produse ale seriei calco-alcaline este de erminată de adâncimea variabilă a planului de forfecare care a generat șariajele respective, antrenând astfel doar porțiuni mai superficiale ale scoarței domeniului oceanic. Aceasta s-a produs după terminarea perioadei de spreading, odată cu începerea perioadei de compresiune care a condus la deformarea tectogenetică a ariei Transilvanidelor.

### **Seriile sedimentare și alcătuirea pinzelor Metaliferilor simici**

Dezvoltarea inegală, în lungul Munților Metaliferi, a unităților tectonice îngreuiază în unele cazuri stabilirea poziției lor primare mutuale și în consecință și reconstituirile retectonice. O primă grupare a pinzelor Metaliferilor simici se poate face după criteriul prezenței în alcătuirea lor a formațiunilor sedimentare de tip fliș și/sau wildflysch sau a formațiunilor calcaroase masive. Această grupare arată și o adâncime diferită a domeniului de sedimentare și implicit a fundului oceanic. Este important de subliniat în acest sens că unitățile în care se dezvoltă formațiunile calcaroase sînt cele în care este larg dezvoltat magmatismul calco-alkalin, a cărui punere în loc a putut determina scăderea adîncimii mediului de depunere.

Analiza succesiunii și a poziției pinzelor se poate face în sensul transversal în două segmente ale Munților Metaliferi: unul nord-estic și altul vestic. Corelarea unităților din aceste două sectoare se poate face doar în parte și nu este exclus ca unele dintre ele să se găsească în releu. În segmentul vestic, în care analiza transversală a unităților se poate face între cristalinel Highișului (sistemul pinzelor de Biharia) și cristalinel Poiana Ruscă (pinzele supragetice), se pot distinge următoarele pinze: Groși, Criș, Techereu-Drocea, Căbești și eventual Bejani (Bleahu et al., 1981). În segmentul nord-estic se individualizează pinzele de Feneș, Curechiu-Stănița, Trascău (Bedelean) și Bozeș (pro parte Bleahu et al., 1981).

**Pinzele de Groși și Criș.** Succesiunea litostratigrafică mai completă se dezvoltă în pinza de Criș (Bordea, 1972; Lupu, 1975), care are și o dezvoltare pe direcție mai importantă (fig. 59). Succesiunea care debutează în Tithonic-Neocomian cu o secvență de fliș siltic-calcaros, cu care se asociază jaspuri și roci eruptive calco-alcaline, este urmată de un fliș siltic și se încheie cu depozite de wildflysch aptian-albian. În acesta sînt înglobate klippe sedimentare de dimensiuni apreciabile, constituite din calcare kimmeridgiene, tithonice, neocomiene și barremian-bedouliene



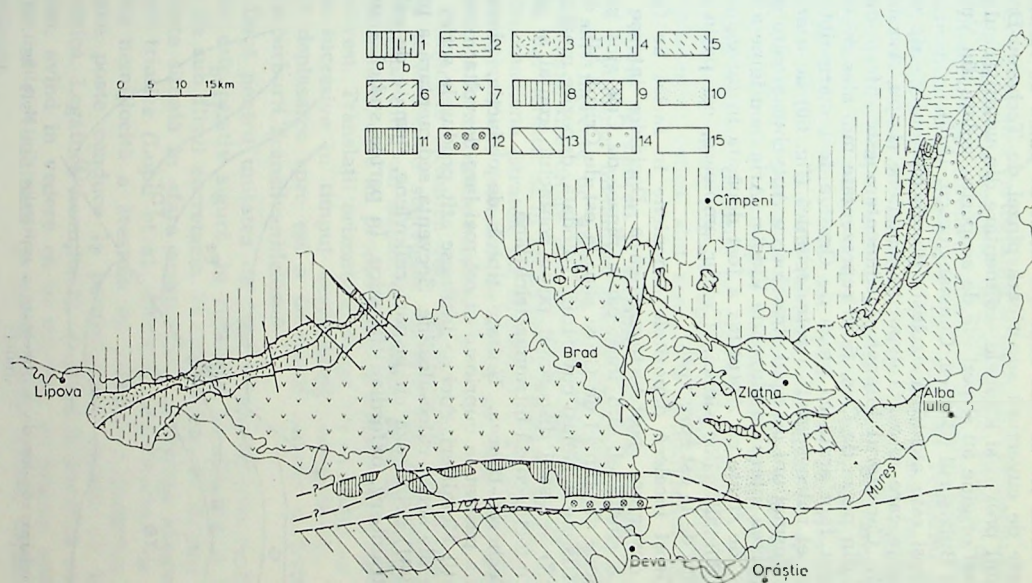


Fig. 59. Schița tectonică a Apusenidelor meridionale:

1 - pinzele sistemului de Biharia (a - formațiuni metamorfice, b - formațiuni sedimentare din zona Bucium), 2 - pinza de Vidolui; 3 - pinza de Giroa; 4 - pinza de Cris; 5 - pinza de Feneș; 6 - pinza de Căpșoiu Stănița; 7 - pinza de Techeș-Drocea; 8 - pinza de Arden; 9 - pinza de Trascău (Bădeleș); 10 - pinza de Făulțoiaș (s. str.); 11 - „pinza” de Căbești; 12 - unitatea de Bejani; 13 - pinzele și praguri c.; 14 - strate de Remeș; 15 - depresiuni post-tectonice.

(urgoniene). Este de remarcat că o succesiune care să cuprindă roci calcaroase de aceste vârste nu se mai cunoaște decât în pinza de Ardeu ce constituie o unitate de acoperire superioară pinzei de Techereu-Drocea și din care probabil provin și klippele sedimentare din wildflyschul pinzei de Criș. Aceeași origine au și peticele de acoperire izolate din Vulcan, Piatra Bulzului și Bulzișorul (Bordea, Constantinescu, 1975).

Pinza de Groși este alcătuită exclusiv din formațiuni de tip wildflysch, albiene, peste care se așază depozite senoniene (Lupu, Avram, in Savu et al., 1981). Caracterul klipelor sedimentare este diferit de cel al wildflyschului din pinza de Criș, fiind reprezentate mai ales de strate cu *Aptychus*. Acest fapt arată că pinza de Groși a fost mărginită spre exterior în poziția ei paleogeografică retrotectonică (fig. 60) de o aric în care se depuneau formațiuni de tipul stratelor cu *Aptychus* și care poate fi comparată cu partea internă a pinzei de Vidolm. Aria de origine a klipelor sedimentare de strate cu *Aptychus* a fost depășită în întregime de șariajul pinzelor Metaliferilor simici, a căror amploare, cel puțin aparentă, pare a crește de la est spre vest.

Pinza de Groși incalcă depozitele senoniene în facies de Gosau care alcătuiesc acoperirea post-tectogenetică a Dacidelor interne din Munții Highiș. La rîndul ei, sub încălecare, pinzei de Criș sînt prinse depozitele senoniene ale pinzei de Groși sau, la est de Crișul Alb, depozite în facies de fliș ale aceleiași acoperiri. Totodată, depozite maastrichtiene (superioare?) se așază discordant peste contactul frontal al pinzei de Criș, marcînd o tectogeneză intramaastrichtiană.

Pinza de Techereu-Drocea. Unitate tipică de obducție, pinza de Techereu-Drocea a păstrat în cuprinsul ei cel mai larg dezvoltat complex ofiolitic din Munții Metaliferi. Aici se întîlnesc atît produsele seriei tholeitice, cit și cele ale seriei calco-alkaline. Secvența sedimentară a pinzei (Bleahu et al., 1981) debutează cu jaspuri calloviene, urmate de calcare masive de tip Stramberg, oxfordian-tithonice. În partea sudică a unită-

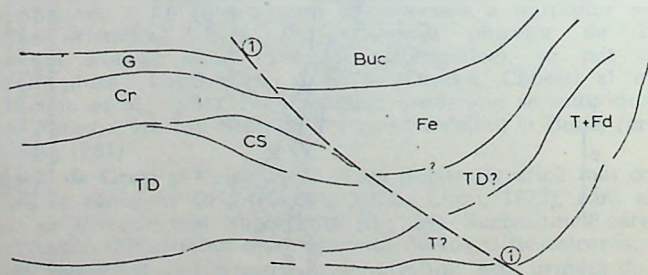


Fig. 60. Corelarea zonelor de sedimentare a unităților din Metaliferii simici:

G - Groși; Cr - Criș; CS - Curechiu-Stănița; TD - Techereu-Drocea; Buc - Bucim; Fe - Fe-neș; T - Trascău; T + Fd - Trascău și Fundoaia; (1) - falie transformantă.

ții, formațiuni de wildflysch aptian superior sau albian, conținând klippe sedimentare de calcare tithonice și urgoniene, acoperă direct complexul ofiolitic.

Continuitatea cartografică a pinzei de Techereu-Drocea este întreruptă de depozitele neogene ale Depresiunii Brad și de produsele vulcanice. În acest mod, corelarea masei principale a pinzei din Munții Drocea cu extremitatea sa sud-estică din regiunea Techereu pune unele probleme, mai ales că în acest din urmă sector seriile calcaroase masive sînt considerate în poziție alohtonă (pinza de Arieu) (Mantea — date inedite). Această situație poate fi explicată prin decolarea cuverturii calcaroase normale din partea sudică a pinzei peste părțile ei mai externe în care depozite de tip wildflysch aptian sau albian stau transgresiv pe complexul ofiolitic. Această dezlipire parțială a cuverturii jurasic-eocretace de calcaroasa a pinzei de Techereu-Drocea a depășit marginea sa externă și a alimentat cu klippe sedimentare wildflyschul pinzei de Cris.

Cele mai noi depozite pe care este încălecată pinza de Techereu-Drocea sînt de vîrstă Albian superior (flișul de Piriul Izvorului) iar, în extremitatea sa estică, sînt senoniene (wildflyschul de Valea Mică — Galda).

**Pinzele de Căbești și Bejani.** Cele mai sudice unități din partea vestică a Munților Metaliferi, pinzele de Căbești și Bejani (Lupu et al., 1983) sînt marcate de aflorirea unor formațiuni sedimentare barreman-aptiene, dezvoltate într-un facies mai apropiat de cel de fliș în prima, mai nordică, și în facies de wildflysch, în cea de a doua. Depozite cenomaniene (stratele de Fornădia) în pinza de Căbești și depozite turonian-senoniene (stratele de Deva) în pinza de Bejani acoperă cu discordanță formațiunile eocretace.

Contactele tectonice verticale ce mărginesc și separă aceste două unități tectonice nu sugerează elocvent plane de șariaj. Ele fac parte mai degrabă dintr-un sistem de fracturi paralele importante, cu deplasare orizontală, care au produs etirarea zonelor de sedimentare pe direcția est-vest. Translații orizontale dextre (?) au putut să aibă loc în momente succesive în timpul desfășurării tectogenezelor cretace și au însoțit deplasarea spre est a Dacidelor interne și formarea în consecință a curbării Transilvanidelor.

Dacă pentru unitatea de Căbești apartenența la grupa Transilvanidelor este relativ sigură, în cuprinsul ei aflorind și formațiuni ofiolitice de sub flișul eocretacic, în schimb cea de Bejani ar putea să fie o unitate situată în afara acestui grup. Prezența klippelor sedimentare de roci triasice (Lupu et al., 1983) în wildflyschul de Bejani și vecinătatea nemijlocită a acestuia cu unitățile supragetice ale Dacidelor mediane poate conduce la paralelizarea unității de Bejani cu pinza bucovinică. Legătura nemijlocită cu pinza bucovinică nu ar fi deloc de așteptat, avînd în vedere că în procesul de etirare unitatea de Bejani a putut să fie budinată (la scară foarte mare), căpătînd un caracter discontinuu.



Fracturile ce mărginesc unitatea de Bejani, și în primul rând cea sudică, se prelungesc spre est, pe la nord de masivul cristalin al Rapolțului și, deplasate dextru de falii transversale, se întind pe sub depozite tinere la nord de munții Sebeșului, Cibinului și Făgărașului. Acest sistem îngust de falii se poate reuni în profunzime într-o unică fractură transcrustală, care a fost denumită fractura sud-transilvană (Săndulescu, 1980b) și considerată ca reprezentând prelungirea, în domeniul continental al marginii europene, a unei falii transformate din domeniul oceanic transilvanic.

În segmentul estic și nord-estic al Munților Metaliferi, pinzele Transilvanidelor (Metaliferii simici), cu aceeași vergență spre Dacidele interne, se curbează treptat și ajung în Valea Arieșului la o direcție aproximativ nord-sud.

**Pinza de Feneș.** Una din primele încălecări cu extindere importantă pe direcție, figurată (Dumitrescu, Săndulescu, 1968) în Munții Metaliferi, în afara pinzei de Trascău, a fost pinza de Feneș. Denumită (Lupu, 1975) după numele celei mai semnificative formațiuni care ia parte la constituirea părții sale inferioare, ea încălecă spre nord și nord-vest zona de Bucium și foarte probabil și pinza de Vidolm, adică unitățile marginale ale Dacidelor interne.

Formațiunea de Feneș (Bleahu, Dimian, 1967), în cadrul căreia se asociază roci sedimentare cu caractere de fliș și de wildflysch, roci calcaroase masive, jurasic superioare și eocretacee, cinerite și corpuri de roci spilitice, a fost comparată cu o formațiune vulcano-sedimentară olistostromică (Lupu et al., fide Bleahu et al., 1981). Formațiunea de Feneș este singura secvență cu care sînt asociate produsele seriei magmatice spilitice ale complexului ofiolitic din Munții Metaliferi. Poziția lor alohtonă nu este exclusă. Succesiunea continuă în unele secțiuni cu o secvență grezo-calcaroasă, după care urmează formațiuni de wildflysch care debutează în Albian sau Aptianul superior și urcă pînă în Maastrichtian sau chiar în Paleocen (?) (Bleahu et al., 1968; Antonescu, 1973: Ion — sub tipar). Suprapunerea formațiunilor de wildflysch de diferite vârste a creat unele contradicții, care au dus pînă la a considera wildflyschul senonian ca o unitate independentă (unitatea de Valea Mică — Galda — Bleahu et al., 1981). Fără îndoială că nu poate fi cu totul exclusă posibilitatea ca partea superioară a succesiunilor de wildflysch să fi fost antrenată în deplasări tectonice compressive sau gravitaționale. Este însă foarte probabil că ele nu au avut amploare mare și că wildflyschul de Valea Mică — Galda a rămas în cuprinsul ariei ei primare de sedimentare. Această arie, care corespunde pinzei de Feneș, a avut o predispoziție particulară să găzduiască depuneri cu caractere tectono-sedimentare, într-un interval lung de timp.

Bine conturată în bazinul văii Ampoiului, pinza de Feneș se îngustează treptat spre nord-est, intrînd sub depozitele neogene ale Depresiunii Transilvaniei. Spre vest, ea se continuă pînă în regiunea Blăjeni, unde are o poziție externă în raport cu pinza de Techereu-Drocea. În această regiune se realizează un releu complicat între pinza

de Feneș, mai internă, și pinza de Criș, mai externă. Tot în această zonă s-a păstrat un petic de acoperire (peticul Frasin — Bordea, Constantinescu, 1975), constituit dintr-un fliș calcaros tithonic-neocomian. El ar putea fi atașat pinzei de Feneș, întregindu-i astfel succesiunea litostratigrafică în partea inferioară.

Releul tectonic între unitățile de Feneș și Criș sugerează și un releu similar între fosele de sedimentare ale seriilor ce alcătuiesc cele două pinze (v. fig. 60). Începerea sedimentării de tip wildflysch în aproximativ același timp în ambele unități și asemănarea caracterului litologic al klippelor sedimentare (predominant calcaroase, masive) cel puțin pentru wildflyschurile eocretacice sînt argumente în favoarea acceptării unui asemenea releu.

**Pinza de Curechiu-Stănița.** Din Valea Crișului Alb spre est, între pinzele de Techereu-Drocea și Feneș se interpune pinza de Curechiu-Stănița (Bordea, 1971 ; Lupu, 1975). Printre caracterele litostratigrafice distinctive sînt de menționat : dezvoltarea unei formațiuni (de Curechiu) calcaro-silicolitică, tithonic-neocomiană, o lacună de sedimentare în Barremian (?) și dezvoltarea unui fliș grezos-șistos (de Piriul Izvoarelui) în Albian. În cuprinsul unității sînt cunoscute și depozite cretacice superioare care amintesc surprinzător de unitatea de Bucium. În pinza de Curechiu-Stănița află produsele seriei magmatice calco-alcaline.

Din punct de vedere paleogeografic retrotectonic, pinza de Curechiu-Stănița face parte din grupul unităților situate la nord de aliniamentul pinzelor cu depozite calcaroase masive (v. fig. 60) și este învecinată trenchului legat de zona de subducție intraoceanică jurasică (v. fig. 58).

**Pinza de Trascău (Bedelu).** În concepția actuală, pinza de Trascău (Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970), denumită și pinza de Bedelu (Lupu, 1972), cuprinde o asociație de roci magmatice (Callovian-Tithonic inferior) aparținînd seriei calco-alcaline a ofiolitelor, peste care se așază o stivă calcaroasă de vîrstă tithonic-neocomiană (Bordea et al., 1965 ; Lupu, 1972). Pinza de Trascău află două zone paralele : în creasta principală a Munților Trascău, unde are un contur de eroziune închis, de tip petic de acoperire, și la nord și est de Valea Aiudului, întinzîndu-se pînă dincolo de Valea Arieșului, în Cheile Turzii. Separarea areală a celor două părți ale pinzei de Trascău se datorează eroziunii care a succedat punerii ei în loc. Determinarea acestui moment este condiționat de stabilirea vîrstei formațiunii de Remeți și a naturii contactelor între aceasta și unitățile învecinate. Asociațiile de microfaună care au fost găsite în cuprinsul formațiunii de Remeți au vîrste diferite, de la Cenomanian pînă la Senonian (Lupu, 1972), dar fără a avea o suprapunere a lor pe același profil (Ianovici et al., 1976). Se pot avea în vedere mai multe posibilități :

— formațiunea de Remeți este de vîrstă cenomanian-senoniană și reprezintă depozite post-pînză pentru unitatea de Trascău care ar fi în acest fel de vîrstă mezocretacică (Bleahu et al., 1981) ;

— formațiunea de Remeți este de vîrstă cenomanian-senoniană, dar mai veche decît șariajul pinzei de Trascău și aparținînd pinzei de Feneș, în cadrul căreia reprezintă o variație longitudinală de facies a wildflyschurilor neocretacice.

În acest din urmă caz, care este întărit de dezvoltarea unor nivele de tip wildflysch în cuprinsul formațiunii de Remeți, ea ar apărea într-o fereastră tectonică, mărginită de falii post-pinză, care intersectează oblic întreaga stivă de pinze suprapuse, începînd de la cele dacidice interne (pinza de Vidolm) și pînă la cea mai de sus care ar fi, în acest caz, pinza de Trascău. În funcție de ipoteza adoptată, se stabilește și momentul în care elemente șariate aparținînd Transilvanidelor ajung să acopere tectonic unități ale Dacidelor interne, în speță pinza de de Vidolm și zona de Bucium.

**Pinza de Fundoia s. str.** Are o alcătuire asemănătoare cu cea de Trascău, fiind constituită dintr-o secvență magmatică cu caractere calco-alkaline și o secvență sedimentară calcaroasă. În acest din urmă caz, diferența față de pinza de Trascău constă în faptul că rocile masive, calcaroase, sînt metamorfozate epizonal. Din acest motiv și fiindcă secvența magmatică și rocile sedimentare intercalate în cadrul ei nu prezintă urmele unor fenomene de metamorfism, s-ar putea ca pinza de Fundoia s. str. să fie de fapt constituită din două unități suprapuse. Prezența unei lame de ofiolite, situată (Russo-Săndulescu, Breza, 1976) între calcarele metamorfice din Fundoia și șisturile cristaline ale unității de Vidolm, în care este deschisă de eroziune fereastră Boierște, este unul din argumentele importante pentru susținerea pinzei de Fundoia s. str.

**Pinza de Bozeș.** Cea mai sudică unitate tectonică din bazinul hidrografic al Văii Arieșului este pinza de Bozeș, pusă în evidență de ferestrele de la Bulbuc în care aflurează unitatea de Feneș, inclusiv wildflyschul senonian de Valea Mică — Galda. Pinza de Bozeș este o pinză de cuvertură, constituită din formațiuni senoniene, dintre care cea mai mare parte este dezvoltată în litofaciesul de fliș grezos. Ea este mărginită la sud de falia sud-transilvană care o separă de unitățile Dacidelor mediane.

### **Poziția primară și succesiunea deplasării pinzelor din Metaliferii simici**

Reconstituirea retrotectonică a poziției inițiale a domeniilor de sedimentare corespunzătoare fiecărei unități din Metaliferii simici este determinată de corelarea ce se poate face între segmentele vestice și nord-estice ale acestui sector al Transilvanidelor. În același timp, trebuie să se aibă în vedere că pe marginea sudică a Munților Metaliferi corelarea unităților poate fi îngreuiată de procesele de etirare, determinate de translațiile dextre în lungul fracturii sud-transilvane.



Un element important în corelarea unităților îl constituie caracterele litologice ale formațiunilor sedimentare jurasice și ecoretacice. Din acest punct de vedere, așa cum am mai arătat, există :

— grupa pinzelor externe, nordice, cu flis și wildflysch, care cuprinde pinzele de Groși, Criș, Feneș și Curechiu-Stănița ;

— grupa pinzelor mediane, cu formațiuni carbonatice, care cuprinde pinzele de Techereu-Drocea (inclusiv pinza de Ardeu), de Fundoia s. str. și de Trascău (Bedelev) și

— grupa pinzelor interne, sudice, restrinsă la pinzele de Căbești și, eventual, Bejani, deși aceasta din urmă poate să nu aparțină Transilvanidelor.

Din această grupare lipsește pinza de Bozeș care este constituită numai din formațiuni senoniene și are un caracter particular.

Pentru grupa externă, nordică, principala problemă de corelare o constituie raporturile între pinzele de Criș și Feneș. Releul care se realizează între aceste două unități în zona Blăjeni pledează pentru o corelare generală a lor, acceptînd că în lungul zonelor sedimentare au avut loc unele variații longitudinale de facies mai ales la nivelul Barremian-Aptianului, net diferit în cele două unități.

O poziție particulară o are pinza de Curechiu-Stănița, mai ales datorită faptului că în intervalul Aptian (superior) — Albian nu sînt prezente formațiunile de wildflysch. Este adevărat că pe segmentul în care se dezvoltă pinza de Curechiu-Stănița, situată între pinzele de Techereu-Drocea și Feneș, nici în aceasta din urmă nu se cunosc depozite de wildflysch. Deoarece originea klippelor sedimentare din formațiunile aptian-albiene ale pinzelor de Criș și Feneș este legată de unice, se impune una dintre următoarele soluții :

— în dreptul segmentului pe care îl ocupa pinza de Curechiu-Stănița nu au existat fenomene de dezlipire și alunecare a cuverturii unităților mediane, care să genereze klippe sedimentare ;

— pinza de Curechiu-Stănița aflurează într-o fereastră tectonică foarte mare și a avut inițial o poziție externă în raport cu cea de Feneș, fiind situată paleogeografic între aceasta și zona de Bucium.

Pentru ultima ipoteză ar pleda asemănările faciale cu unele nivele din zona Bucium, în schimb ar fi în contradicție cu prezența în această din urmă zonă a wildflyschurilor albiene.

Pornind de la faptul general că în intervalul Aptian (superior ?)

— Albian în majoritatea unităților externe, ba chiar pe marginea Daciilor interne (Bucium), se dezvoltă formațiuni de tip wildflysch ale căror klippe sedimentare își au originea în domeniul median, se poate avea în vedere că prima tectogeneză mai importantă care a afectat domeniul Metaliferilor simici a fost cea mezocretacică. Această concluzie este în acord cu vîrsta proceselor de deformare a părții opuse a domeniului oceanic transilvanidic, reprezentat de pinzele transilvane din Carpații Orientali.

Amploarea deformărilor mezocretacice este greu de apreciat, multe din planele de șariaj fiind reluate în tectogeneze mai târzii. În Munții Trascăului doar, acceptându-se ideea că formațiunea de Remeți reprezintă o acoperitură post-pînză și că sedimentarea ei debutează în Ceno-manian, s-ar putea aprecia că amploarea pînzelor de Trascău și de Fundoia s. str. a fost apreciabilă, ele depășind în întregime domeniul pînzelor externe și ajungînd să repauzeze tectonic pe unitățile de Vidolm și Bucium. Chiar dacă se acceptă vîrsta lor mezocretacică, nu trebuie însă pierdut din vedere că pînzele de Trascău și Fundoia s.str. nu pot face parte din același sistem cu cele ale Dacidelor interne (Bleahu et al., 1981), întrucît sînt pînze de tipuri genetice net diferite.

Următoarea tectogenază de compresiune, care a deformat Metaliferii simici, ar putea fi considerată cea pregosau, dar sînt prea puține elemente sigure care să permită aprecierea importanței acesteia.

Deplasarea importanță a pînzelor Metaliferilor simici a avut loc la sfîrșitul Cretacicului superior, încadrîndu-se în grupa tectogenelor laramice. Dezvoltarea formațiunilor de wildflysch în Senonianul superior, atît în cuprinsul pînzelor (wildflyschul de Valea Mică — Galda), cît și la exteriorul lor (în acoperitura post-tectogenetică a Dacidelor interne) subliniază acest eveniment, precedîndu-l.

Din datele existente se poate aprecia că tectogeneza importantă de la sfîrșitul Cretacicului superior a fost intramaastrichtiană, laramică timpurie. În timpul acestei tectogeneze s-au accentuat sau au fost generate încălecarile pînzelor de Groși, Criș, Feneș și Techereu-Drocea. Încălecare a acesteia din urmă a generat wildfyschul de Valea Mică — Galda, iar a fost acoperită de dezlipirea și șariajul pînzei de Bozeș, de asemenea laramică. În ipoteza vîrstei mezocretacice a pînzelor de Trascău și Fundoia s. str. trebuie avut în vedere că tectogeneza laramică a determinat deformarea și transportul lor în bloc cu pinza de Vidolm, dovadă fiind fereastra tectonică de la Boierște. Dacă formațiunea de Remeți se dovedește a aparține pînzei de Feneș, atunci pînzele de Trascău și Fundoia s. str. sînt de asemenea pînze laramice.

#### PÎNZELE TRANSILVANE

Șariate deasupra pînzelor central-est-carpaticice, și anume deasupra pînzei bucovinice, pînzele transilvane sînt pînze de obducție, constituite din formațiuni sedimentare mezozoice și ofiolite de aceeași vîrstă.

În sinteza tectonică a Carpaților, Uhlig (1907) distingea o singură pînză transilvană, șariată deasupra pînzei sale bucovinice, constituită din formațiuni sedimentare triasice și jurasice și din roci bazice sau ultrabazice care erau considerate klippe tectonice „amestecate” cu rocile sedimentare. Popescu-Voitești (1936) utilizează eronat denumirea de pînză transilvană pentru o pînză în constituția căreia iau parte formațiuni metamorfice. Preda (1940) reia ideea lui Uhlig, distingînd, în sinclinalele Hăghimaș și Rarău și în Munții Perșani, pînze constituite din

depozite sedimentare cărora li se asociază roci bazice și ultrabazice, înglobînd în aceste unități pinzele transilvane de astăzi și formațiunea de wildflysch bucovinic.

Prima reprezentare cartografică apropiată de cunoștințele actuale privind pinzele transilvane se datorează lui Ilie (1953, 1954), care distinge și conturează pinza Munților Perșani; ofiolitele din acest masiv muntos le considera „autohtone”, elementele alohtone fiind doar formațiunile triasice și jurasice transilvane. Alohtonia ofiolitelor din Munții Perșani este demonstrată mai târziu (Patrulus et al., 1966) și atașată alohtoniei seriilor sedimentare transilvane. Pinzele transilvane sînt recunoscute în forma și constituția lor actuală și în sinclinalele Hăghimaș (Săndulescu, 1967, 1969, 1975a) și Rarău (Mutihac, 1968, Săndulescu, 1973, 1976b; Patrulus et al., 1971, 1979).

Aria de origine a pinzelor transilvane a fost presupusă încă de Uhlig ca fiind situată sub Depresiunea Transilvaniei — de unde și denumirea acestor unități. Cercetări recente (Rădulescu et al., 1976; Săndulescu, Visarion, 1978) au adus dovezi substanțiale în această direcție, confirmînd modelul propus de Rădulescu și Săndulescu (1973) privind originea pinzelor transilvane.

Prin corelarea și detalierea stratigrafiei formațiunilor sedimentare alohtone din munții Perșani, Hăghimaș și Rarău s-a ajuns să se distingă mai multe pinze transilvane, caracterizate fiecare de o serie sedimentară specifică și uneori de ofiolite de vîrste diferite. Dezvoltarea areală a acestor pinze este inegală; în schimb, elemente aparținînd fiecăreia se regădesc, mai mult sau mai puțin constant, în tot lungul zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali.

În stabilirea sau completarea succesiunilor litostratigrafice din pinzele transilvane trebuie luate în considerare atît formațiunile recunoscute în unitățile respective, cît și parțial în klippele sedimentare de origine transilvană, înglobate în formațiunea de wildflysch a pinzei bucovinice. Din acest motiv reconstituirea alcătuirii domeniului din care au provenit pinzele transilvane este deosebit de dificilă și lacunară; în același timp, reiese suficient de clar complexitatea acestora.

Pentru a înțelege relațiile mutuale între pinzele transilvane și poziția lor originară este necesar să fie precizat că ele provin dintr-un domeniu oceanic în expansiune (spreading) în care sedimentele se depuneau pe o crustă ce avea vîrstă diferită, conform modelului tectonicii plăcilor. Această precizare face posibilă înțelegerea faptului că pinzele transilvane sînt constituite din secvențe sedimentare heterocrone sau că ofiolitele din unele pinze sînt de vîrste diferite (Săndulescu, 1976b, 1980b).

### Pinza de Hăghimaș

Distinsă pentru prima oară în Munții Hăghimaș (Săndulescu, 1976), pinza cu acest nume este constituită în primul rînd din formațiuni sedimentare jurasice superioare și cretacice inferioare (preapține?). La



Fig. 61. Coloane stratigrafice sintetice ale pinzelor transilvane și a principalelor klippe sedimentare transilvane:

of - ofiolite; jp - jaspuri; dl - dolomite; cc - calcare; en - calcare neritice; Ad - fa-  
cies de Adneth; ar - amonico rosso; str - fa-  
cies de Stramberg; str. Ap - strate  
cu Aptychus; mc - marne de  
Carhaga; urg - fa-  
cies urgo-  
nian.

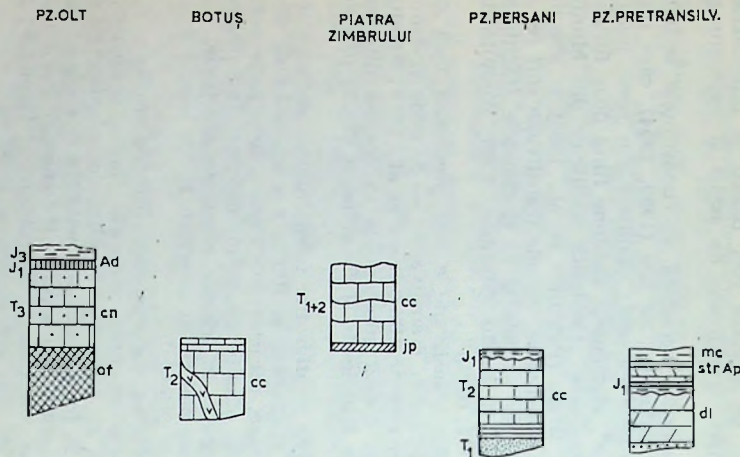
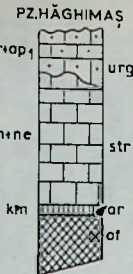
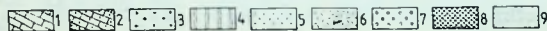


Fig. 62. Secțiune geologică prin Cheile Bicazului:

Pinza transilvană de Hăghimaș;  
1 - calcare neojurasic-neocomiene; 2 - calcare urgo-  
niene; pinza bucovinică; 3 - formațiuni cristaline;  
4 - Triasic; 5 - Juristic; 6 - Barremian sup. - Albian  
(wildflysch); 7 - conglomerate postpinză; 8 - pinza  
sub-bucovinică; 9 - pinza de Ceablanu.



baza ei apar sporadic roci bazice, prekimmeridgiene (Săndulescu, Ruso-Săndulescu, 1981).

Secvența sedimentară a pinzei de Hăghimaș este exclusiv carbonatică, cu depozite kimmeridgiene de tip „ammonitico rosso“, tithonice de facies neritic (tip Stramberg), berriasiene pelagice (cu nivele de apă dulce), neocomiene neritice (din nou de tip Stramberg) și barreliene cu pachiodonte (fig. 61) (Săndulescu, 1969, 1975b; Grasu, 1970, Dragastan, 1974). În regiunea Lacu Roșu și pe Valea Deremoxa (la nord de Breaza, în cursul superior al Văii Moldovei), depozitele sedimentare kimmeridgiene se așază peste pillow-lave, în primul caz, sau peste serpentinite, în cel de al doilea; sînt roci ofiolitice probabil de vîrstă callovian-oxfordiană, antrenate la baza pinzei de Hăghimaș sau la baza unor klippe sedimentare provenind din aceasta. Depozitele urgoniene (barreliene) sînt evident discordante peste cele neocomiene și neojurassice (fig. 62), marcînd cel puțin o lacună de eroziune, dacă nu chiar o slabă deformare.

Depozitele triasice și jurasice medii atașate pinzei de Hăghimaș (Săndulescu, 1968, 1969, 1975 a) sînt — în contextul succesiunii menționate mai sus — petice de rabotaj, antrenate din unități transilvane mai externe în raport cu pinza de Hăghimaș. Din acest punct de vedere, pinza de Hăghimaș are originea cea mai internă din pinzele transilvane. Afirmția este susținută, pe de o parte, de faptul că la baza ei se găsesc ofiolite prekimmeridgiene și, pe de altă parte, de faptul că ea antrenează depozite triasice cunoscute în alte pinze transilvane mai externe și care au în constituția lor ofiolite triasice.

În sinclinalul Hăghimaș, vîrsta albiană a pinzei de Hăghimaș este evident demonstrată de așzarea discordantă a conglomeratelor de Birnadu (vraconian-cenomaniene sau cenomaniene — Săndulescu, 1967, 1975 a; Săndulescu J., 1967) peste conturul de eroziune al acesteia, precum și de faptul că ea este șariată deasupra formațiunii de wildflysch. În acest context, pinza de Hăghimaș a fost pusă în loc — în poziția ei actuală — spre sfîrșitul Albianului. Mișcarea de alunecare gravitațională a pinzei a putut să înceapă mai înainte, dovadă fiind klippele sedimentare înglobate în formațiunea de wildflysch bucovinic, constituite din aceleași roci ca și pinza (atît roci sedimentare, cit și ofiolite), klippe ce au precedat punerea ei în loc.

În Munții Perșani, pinza de Hăghimaș este reprezentată de peticul de acoperire Merești, cu calcare masive de tip Stramberg.

În sinclinalul Rarău, peticele de acoperire Pietrele Doamnei și Muntele Rarău, constituite din calcare urgoniene, pot fi atribuite de asemenea pinzei de Hăghimaș. În acest caz, peticul de acoperire Muntele Rarău ar cuprinde în bază și un petic de rabotaj, reprezentat de dolomitele mediotriasice ce aflurează pe versantul său estic și care n-ar mai aparține pinzei de Hăghimaș, așa cum s-a menționat mai sus.

## Pinza de Perșani

Pinza Munților Perșani a fost conturată de Ilie (1953, 1954) care o considera alcătuită exclusiv din formațiuni sedimentare. Mai târziu s-a arătat (Patrușiu et al., 1966) că și rocile ofiolitice participă la alcătuirea acestei pinze, care ar fi constituită din două „eșaloane” suprapuse, provenite din diverticularea unei serii sedimentare unice. În ultimul timp s-au distins (Patrușiu et al., 1979) două unități diferite care ar corespunde, în linii mari, celor două „eșaloane”. Ca urmare, „eșalonul” inferior a devenit pinza de Olt, iar cel superior pinza de Perșani (sens restrins).

La alcătuirea pinzei de Perșani, în sensul restrins, iau parte mai ales depozite triasice: strate de Werfen, șisturi calcaroase de tip Campil, calcare vermiculate, închise la culoare, cu lentile de dolomite și calcare nodulare roșii, ultimele două fiind anisene.

Este de remarcat că în pinza de Perșani (sens restrins) nu se cunosc ofiolite.

Klippe sedimentare constituite din roci asemănătoare pinzei de Perșani se găsesc înglobate în wildflyschul bucovinic atit din Munții Perșani, cit și din sinolinalele Hăghimaș și Rarău — strate de Werfen și șisturi de tip Campil, în primul caz, calcare și dolomite bituminoase mediotriasice (Valea Cailor, Tătarca), în cel de al doilea. Gresii muscovitice masive, eotriasice (gresii de Werfen) formează în sinclinalul Rarău câteva petice de acoperire atribuite tot pinzei de Perșani (Săndulescu, 1976 b); aceleași roci se regăsesc în klippe sedimentare atit în Rarău, cit și în Hăghimaș. În sfârșit, merită să fie menționate gresii eotriasice ce formează un petic de rabotaș la baza peticului de acoperire Breaza (fig. 63) aparținând probabil pinzei de Olt și constituit din roci ultrabazice, fapt care ar pleda pentru o origine mai internă a acestei unități în raport cu pinza de Perșani (sens restrins).

Elementele aparținând pinzei de Perșani, ca și celei de Hăghimaș de altfel, se regăsesc și în klippele maramureșene (Ucraina subcarpatică) (Săndulescu, 1972, 1980 a). Se dovedește în acest fel extinderea pinzelor transilvane în tot lungul Carpaților Orientali interni și în același timp și extinderea ariei lor de origine (Transilvanidele) până cel puțin la transversala Carpaților ucraineni.

## Pinza de Olt

Detășată din pinza de Perșani sens larg, pinza de Olt este caracterizată, printre altele, de dezvoltarea în corpul ei a ofiolitelor triasice.

Dezvoltarea ei caracteristică este recunoscută în Munții Perșani, în defileul Oltului, precum și la nord și la sud de acesta.

Ofiolitele alcătuite din roci ultrabazice, pillow-lave și jaspuri — cărora li se asociază și roci alcaline — sint acoperite normal (Patrușiu



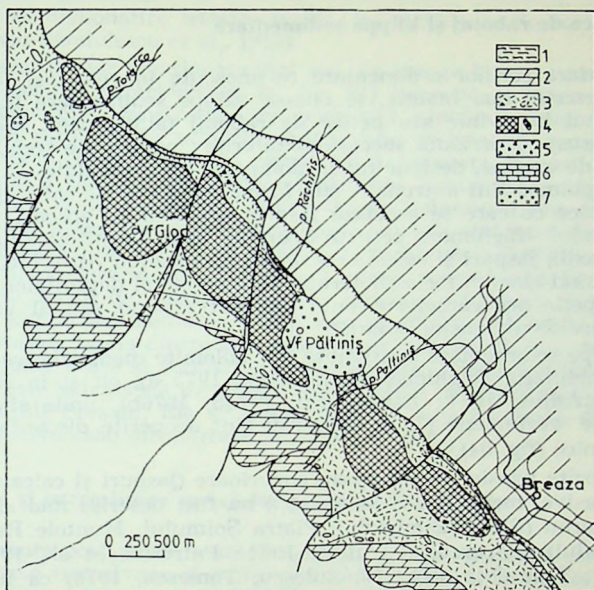


Fig. 63. Schița geologică a zonei Breaza (Valea Moldovei):  
 Pinza în convincție: 1 - roci metamorfice; 2 - Triasic-Jurasic; 3 - Berencian sup. -  
 Albian (wildflysch); pinza transilvăneană: 4 - roci ofiolitice; 5 - Triasic inferior; 6 -  
 Trias intermediu; acoperitura postpinică: 7 - conglomerate de Bîrnad.

et al., 1971, 1979) de formațiuni sedimentare carbonatice carnian-noriene. Depozitele jurasice inferioare cunoscute în pinza de Olt sînt dezvoltate în facies de Adneth; formațiuni mai noi decît acestea aparțin Jurasicului mediu.

Peticul de acoperire Breaza, format din roci ultrabazice intruse în formațiuni aparținînd domeniului oceanic (Săndulescu, Russo-Săndulescu, 1981), aparține probabil pinzei de Olt; nedeterminarea este datorată lipsei unor formațiuni sedimentare în acoperișul ofiolitelor ce alcătuiesc peticul.

Sub forma unui mic lambou de rabotaj se cunosc și la baza pinzei de Hăghimaș calcare de Adneth (din pinza de Olt): în peticul de acoperire Piatra Singuratică. Acest fapt subliniază poziția mai internă a pinzei de Hăghimaș în raport cu pinza de Olt și implicit în raport cu cea de la Perșani (sens restrîns).

## Petice de rabotaj și klippe sedimentare

În afara seriilor sedimentare recunoscute în cele trei pinze transilvane descrise mai înainte, se cunosc klippe sedimentare înglobate în wildflyschul bucovinic sau petice de rabotaj (altele decât cele menționate mai sus) ce prezintă succesiuni diferite; pentru ele trebuie căutate alte zone de origine, desigur tot în domeniul transilvanidic. La baza pinzei de Hăghimaș sînt antrenate, sub formă de petice de rabotaj, dolomite mediotriasice cu care se asociază jaspuri probabil de aceeași vîrstă. Tot în sinclinalul Hăghimaș, peticul Criminiș este constituit din dolomite triasice medii, jaspuri și calcare cu silex tithonice (cu *Aptychus* — Grasu, 1978), arătînd clar un facies heteropic față de cel al depozitelor din pinză. Și acest petic are caracterul unui element rabotat sau al unei klippe sedimentare de dimensiuni mari.

Klippe sedimentare constituite din dolomite mediotriasice se cunosc atît în sinclinalul Hăghimaș (Săndulescu, 1975 a), cit și în Rarău (Popescu, Patruleus, 1964; Săndulescu, 1975b, 1976b), unde sînt asociate cu cuarțite werfeniene (?) în bază sau sînt acoperite discordant de calcare tithonice (fig. 64).

Depozite triasice medii și/sau superioare (jaspuri și calcare cu silex, calcare masive, marne cu *Monotis* etc.) au fost descrise mai ales în sinclinalul Rarău (Piatra Șoimului, Muntele Rarău, Popchii Rarăului) (Popescu, Patruleus, 1964; Patruleus et al., 1971; Mutihac, 1968; Turculeț, 1971; Săndulescu, Tomescu, 1978) ca luînd parte la alcătuirea unor klippe sedimentare aparținînd seriilor transilvane.



Fig. 64. Klippe sedimentare transilvane cu formațiuni jurasic superioare discordante pe depozite mediotriasice:

1 - calcare masive; 2 - calcare și marne stratificate des; 3 - jaspuri; 4 - dolomite.

Klippele sedimentare de la Botuș (Sândulescu, Tomescu, 1978), formate din roci carbonatice triasice medii sînt străbătute de roci eruptive bazice (Russo-Sândulescu et al., 1982).

Pe baza datelor menționate mai sus, se ajunge la a recunoaște încă trei (?) succesiuni caracteristice (v. fig. 61) izocrone și heteropice care aparțin elementelor transilvane; în consecință, numărul zonelor de sedimentare din care provin unitățile transilvane și implicit complexitatea acestui domeniu crește. Este de remarcă că prezența jaspurilor (Piatra Zimbrului) și a rocilor bazice (Botuș) pledează pentru un subasment simic al acestor două succesiuni. Succesiunea dolomitică (cu cuarțite în bază) se poate atașa unei zone marginale a domeniului transilvan, separat sub denumirea de ridul peritransilvan (Sândulescu, 1973 b).

Exceptînd calcarele de Adneth, a căror apartenență la pinza de Perșani este destul de clară, depozitele jurasice inferioare și medii cunoscute în klippe sedimentare — mai ales în sinclinalul Rarău — pot fi mai greu atașate uneia dintre unitățile transilvane enumerate pînă acum. Aceeași situație o are și formațiunea de Carhaga, berriasian-hauteriviană ce se regăsește sub formă de klippe sedimentare în wildflyschul bucovinic din Munții Perșani. Ele ar putea proveni în mare parte din același rid peritransilvan sau din pinzele de Olt și Perșani.

### Vîrsta și succesiunea șariajelor pinzelor transilvane

Cuvertura post-pinză în sinclinalele Hăghimaș și Rarău este comună pentru pinzele transilvane și pentru pinza bucovinică. În aceste arii, cele mai noi depozite peste care sînt șariate pinzele transilvane sînt albiene. Fiind pinză de alunecare gravitațională, cel puțin pentru ultima parte a deplasării lor unitățile transilvane din aceste două sinclinale s-au pus în loc în poziția lor actuală spre sfîrșitul Albianului. De fapt, aceste considerații sînt valabile în primul rînd pentru pinza de Hăghimaș (mai puțin klippele sedimentare ce provin din fruntea ei, înainte de oprirea deplasării prin alunecare).

Pinzele de Perșani și de Olt acoperă tectonic wildflyschul din Munții Perșani, presupus a nu depăși ca vîrstă Apțianul inferior (Patrușiu et al., 1966, 1968) și sînt acoperite de depozite calcaroase aptiene superioare sau de flișul cu orbitoline de aceeași vîrstă. Urînd această schemă, cele două pinze au fost puse în loc înainte de Apțianul superior.

Pentru precizarea problemei mai trebuie amintit că :

— în wildflyschul bucovinic din Munții Perșani nu se cunosc în general klippe sedimentare înrudite cu pinza de Hăghimaș ;

— în sinclinalele Rarău și Hăghimaș, klippe sedimentare sau petice de acoperire aparținînd pinzelor de Perșani și de Olt coexistă cu cele ale pinzei de Hăghimaș ;

— succesiunea ariilor de sedimentare enumerate de la exterior spre interior (în raport cu vergența), este : ridul peritransilvan — pinza de Perșani — pinza de Olt — pinza de Hăghimaș. locul seriilor de Botuș și Piatra Zimbrului fiind fie la exteriorul, fie la interiorul celei de Olt.



În contextul acestor repere, șariajul și implicit obducția pinzelor transilvane a început înainte de Aptianul superior, posibil încă din Barremian. Punerea lor în mișcare s-a datorat deformărilor compressive care au determinat în unele cazuri dezlipirea seriilor sedimentare de pe subsamentul lor și în alte cazuri antrenarea unei părți mai mult sau mai puțin importante a acestuia din urmă, la baza pinzelor. Îngrămădite una peste alta sau mișcându-se independent, pinzele s-au deplasat împreună și cu aceeași viteză sau separat și cu viteze diferite. Este posibil ca încă din aria de origine, fracturi transversale — probabil vechi falii transformante — să fi dirijat diferit, în lungul domeniului corespunzător seriilor transilvane, deplasarea și poate și începutul procesului de obducție a pinzelor.

O astfel de fractură a putut separa aria din care a provenit pinzele de Perșani și de Olt ce se găsesc actualmente în Munții Perșani de cea care a generat pinza de Hăghimaș din sinclinalele Rarău și Hăghimaș și din care au provenit de asemenea resturile (klippe sedimentare și petice de acoperire) aparținând celor două pinze menționate mai sus (fig. 65).

Virsa mai timpurie a pinzelor transilvane din Munții Perșani poate fi datorată și unei viteze de alunecare gravitațională mai mare în raport cu cele situate mai la nord. Totodată, nu trebuie uitat că în Hăghimaș și Rarău există klippe sedimentare înglobate în formațiunile de wildflysch încă din nivelele cele mai de jos ale acestora, adică din Barremianul superior sau Aptianul inferior.

La o imagine relativ diferită privind heterocronismul punerii în loc a pinzelor transilvane în sectorul sudic (Perșani) în raport cu cel nordic (Hăghimaș și Rarău) s-ar ajunge dacă s-ar admite o poziție alohtonă pentru formațiunile de vîrstă aptiană superioară, atît cele calcaroase, cît și flișul cu orbitoline. În acest caz se pot formula următoarele ipoteze :

— wildflyschul bucovinic din Munții Perșani ar putea fi considerat de aceeași vîrstă cu cel din sinclinalele Hăghimaș și Rarău ;

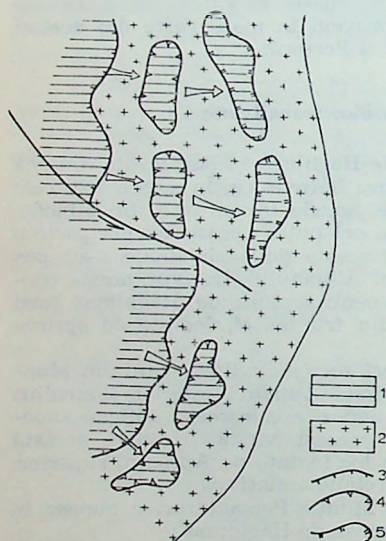


Fig. 65. Punerea în loc diferențiată a pinzelor transilvane în Munții Perșani în raport cu Munții Hăghimaș și Rarău :

1 - pinzele transilvane în poziții tectonice succesive (între Barremian și Albian); 2 - pinza bucovinică; 3 - frontul de șariaj la începutul intervalului tectogenetic mezocretacic; 4 - conturul pinzelor transilvane în poziția ocupată în Aptian; 5 - conturul pinzelor transilvane care au înaintat și în Albian.

— punerea în loc a pinzelor transilvane din Munții Perșani ar fi mai mult sau mai puțin sincronă cu a celor din Hăghimaș și Rarău ;

— primele depozite post-pinză (post-tectogenetice) din Munții Perșani ar fi eventual albiene (superioare) sau vraconian-cenomaniene ;

— pinza depozitelor aptiene ar fi mai internă decât pinza de Hăghimaș și s-ar apropia de constituția unora dintre pinzele cunoscute în Munții Metaliferi.

Indiferent care dintre cele două ipoteze privind vîrsta și succesiunea punerii în loc a pinzelor transilvane este acceptată, este de reținut că :

— pinzele transilvane sînt mai vechi decît Vraconianul ;

— obducția pinzelor transilvane a început cel mai tîrziu în Barremianul superior, eventual chiar mai devreme ;

— ultima parte a deplasării pinzelor transilvane a fost prin alunecare gravitațională ;

— pinzele transilvane s-au mișcat în unele sectoare îngrămădite una peste alta, iar în alte sectoare independent.

Punerea în loc a pinzelor transilvane spre partea externă (Dacidele mediane) a domeniului oceanic în timpul tectogenezelor mezocretacice poate fi comparată cu primele deformări pe care le-a suferit același domeniu în partea opusă, spre Dacidele interne. Diferența dintre cele două părți constă în aceea că în timp ce spre Dacidele interne tectogenezele au mai afectat domeniul Transilvanidelor (Metaliferii simici) pînă la sfîrșitul Cretacicului superior, obducția pinzelor transilvane peste marginea continentală europeană (Dacidele mediane) s-a încheiat înaintea Vraconianului sau Cenomanianului.

## PIENIDELE

La nord de fractura nord-transilvană, sutura majoră tethysiană, reprezentată la sud de aceasta de elementele Transilvanidelor, este decalată spre vest. În același timp, ea își schimbă caracterul, în sensul că unitățile cu ofiolite nu mai aflorază sau sînt extrem de rare, iar tectogenezele cretacice sînt dublate și de tectogeneze miocene. Poziția pe care Transilvanidele o au între Dacidele interne și mediane este preluată spre nord și vest de Pienide care se situează, în partea de nord a Carpaților Orientali (Maramureș și Ucraina subcarpatică), între aceleași două mari ansambluri de unități de soclu continental.

Una dintre trăsăturile fundamentale care caracterizează Pienidele este dubla tectogeneză, cretacică și miocenă (inferioară). Atît una, cît și cealaltă au produs structuri importante, determinînd scurtare de scoarță. Tectogeneza eomiocenă a șters într-o oarecare măsură efectele celor cretacice, antrenînd elementele deja deformate în structuri de tipul pinze-

lor de șariaj sau acoperind unele structuri prin încălecare a celor situate mai la interior.

Cel mai important și mai specific element al Pienidelor este reprezentat de zona klippelor pienine. Pe lângă acestea, ele mai cuprind și structuri situate la exteriorul zonei, aparținând pinzei de Măgura din Carpații Occidentali și echivalentei acesteia în Carpații Orientali — pinza de Petrova (Săndulescu, 1972, 1975).

Zona klippelor pienine se întinde pe o lungime ce depășește 900 km, de la Viena până în Munții Lăpușului (Poiana Botizei) din sudul Maramureșului. Exceptând cele două extremități (Alpii Orientali și Munții Lăpușului), zona klippelor pienine se prezintă ca un cordon îngust (2—20 km lărgime/900 km lungime), dar continuu. Structura tectonică a acestei zone are un caracter particular, determinat de existența a două grupe de roci cu competență foarte diferită: klippele, competente, constituite mai ales din roci calcaroase, și cuvertura lor, constituită din formațiuni mai plastice, marnoase, argiloase și de tip fliș. Deformarea acestor două grupe de roci împreună, precum și etirarea întregii zone în sensul longitudinal au creat aspectul structural și morfologic cunoscut actualmente. La alcătuirea klippelor pienine iau parte succesiuni litostratigrafice foarte variate, pentru intervalul Jurassic-Cretacic putându-se stabili mai multe serii (litofaciesuri) principale și o sumă de succesiuni cu caractere de tranziție între acestea două. Principalele litofaciesuri ce se întâlnesc în zona klippelor pienine din Slovacia și Polonia (Andrusov, 1964, 1968; Andrusov et al., 1973; Scheibner în Mahel, Buday, edit., 1968; Birkenmajer, 1970, 1977), caracterizând zone paleotectonice cu funcții specifice, sînt, în sensul reconstituirilor retrotectonice, de la nord spre sud (fig. 66):

— Grajčarek sau Magura, cu depozite jurasice și cretacice inferioare foarte condensate și cu dezvoltarea unui fliș vârgat în Cretacicul superior și a unei secvențe grezoase masive în Senonianul superior (greșia de Jarmuta, cu discondanță în bază);

— Czorsztyn, avînd caracterul unui rid (geanticlinal) în care predomină secvențele calcaroase neritice de apă puțin adîncă, iar în Cretacicul superior dezvoltarea faciesului marnelor roșii de Puchov;

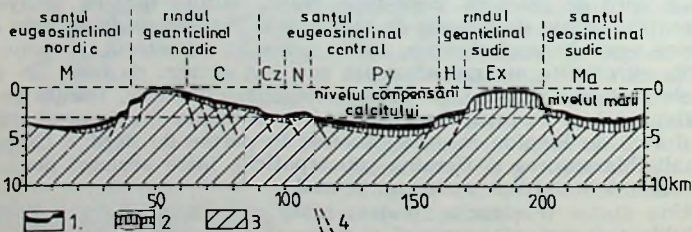


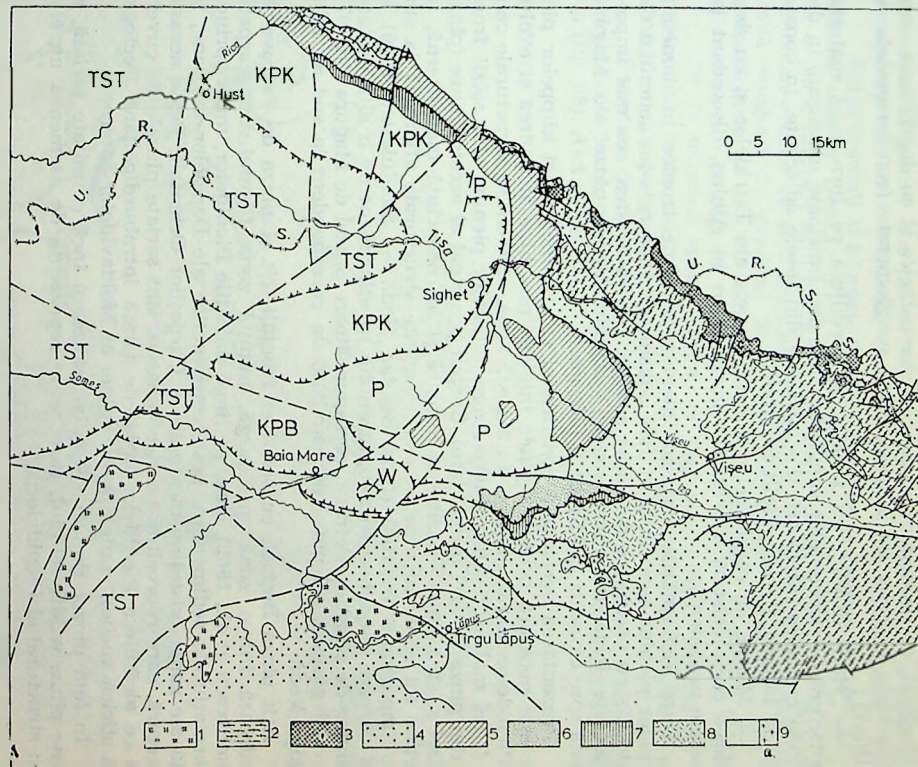
Fig. 66. Secțiune retrotectonică privind principalele zone litofaciale ale zonei klippelor pienine:

M - Magura; Cz - Czorsztyn; Px - Pienin s-str.; Ex - „ridul exotic”; M - Manin; N - Niedzica; Cz - Czertezic.



Fig. 67. Schița structurală a zonei flisului transcarpatic și a regiunilor învecinate:

1 - Dacide interne; 2 - Dacide mediae; 3 - Dacide externe (pinza flisului negru); 4 - acoperirea postpinză a Dacidelor; 5 - pinza de Petrova (Măgura); 6 - pinza de Botiza; 7 - zona klipelor pnenine și solzii frontali ai pinzei de Botiza; 8 - pinza wildflyschului; 9 - formațiuni molasice și eruptive neogene; a - intruziuni neogene.



— Pieniny s. str. (Kysuca, Branisko), avînd caracterul unui șant geosinclinal, cu predominarea secvențelor pelagice și cu dezvoltarea unui fliș cretacic superior cu intercalații de conglomerate (conglomeratele de Upohlav);

— „ridul exotic“, cu funcția de cordilieră ce furnizează material detritic grosier secvențelor conglomeratice sau breicioase cunoscute în depozitele cretacice inferioare și superioare din fosele adiacente, în constituția sa intrînd și roci ofiolitice alpine;

— Manin, cu caractere apropiate de cele ale Tatridelor și cu dezvoltarea caracteristică a unui fliș grezo-șistos în Albian, discordant pe calcarele urgoniene.

După deformările cretacice ale acestor zone izopice în domeniul klippelor pienine s-au instalat fose subsidente în care s-au acumulat serii de fliș cu precădere de vîrstă eocenă. Dintre acestea, cea mai importantă este fosta cea mai externă, corespunzătoare pinzei de Magura, șariată spre exterior în Miocenu inferior.

Prezentarea succintă a constituției și evoluției zonei klippelor pienine este necesară pentru a putea înțelege mai bine alcătuirea și evoluția Pienidelor maramureșene. În această zonă, elementele structurale care pot fi cel mai ușor comparate cu zona klippelor pienine sînt solzii frontali din pinza Botizei (sensu lato). Corpul principal al acestei pinze (pinza Botizei s. str.), într-o poziție superioară și în consecință mai internă, ar aparține tot zonei pienine. Aceste elemente structurale aflurează la sud de o importantă fractură (falia Bogdan Vodă — Săndulescu, 1976) la nord de care Pienidele sînt reprezentate în afloriment de o altă unitate, și anume pinza de Petrova, corespunzătoare pinzei de Magura (fig. 67). Ea nu-și găsește, cel puțin deocamdată, un corespondent la sud de falia Bogdan Vodă.

Atît pinza Botizei, cu solzii ei frontali, cît și pinza de Petrova se încadrează într-o zonă mai largă, numită zona flișului transcarpatic (Dumitrescu et al., 1962), care, pe lîngă unitățile Pienidelor, mai cuprinde și formațiunile sedimentare post-tectogenetice ale Dacidelor mediane, în speță ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Peste această acoperitură, care reprezintă un neoautohton, sînt șariate pinzele de cuvertură ce alcătuiesc Pienidele, șariaj de vîrstă intraburdigaliană (tectogeneză stirică veche), contemporan cu cel al Moldavidelor interne.

În fața pinzei Botizei se individualizează încă o unitate șariată, și anume pinza wildflyschului, care poate reprezenta de asemenea un element structural al Pienidelor.

### Pinza Botizei

Unitatea în partea frontală a căreia sînt înglobate klippele de tip pienin de la Poiana Botizei a fost definită de Dumitrescu (1957) ca pinza Botizei. Compararea klippelor cu seria pienină din Carpații Occidentali fusese făcută încă mai înainte de Anton (1943). În cadrul pinzei Boti-



zei s.l. se pot distinge două unități tectonice distincte, și anume corpul principal al pinzei sau pinza Botizei s.str. și solzii frontali care pot fi comparați cu zona klippelelor pienine propriu-zisă (Săndulescu, 1980a).

**Solzii frontali și klippele de tip pienin de la Boiana Botizei.** În constituția solzilor frontali intră două elemente inegal dezvoltate areal, pe de o parte klippele aflorind discontinuu și, pe de altă parte, depozitele senonian-eocene ce formează solzii propriu-zisi. Sub acest aspect există două categorii de structuri imbricate: cele proprii klippelelor, care sînt prepaleogene, și cele de ordinul întâi care determină repetarea succesiunilor senonian-paleogene.

De la exterior spre interior, în regiunea Poiana Botizei au fost recunoscuți patru solzi, dintre care numai doi includ și depozite aparținînd klippelelor de tip pienin (fig. 68).

Structura de detaliu a klippelelor poate să ajungă la complicații destul de accentuate, așa cum este cazul celei ce aflorează pe pîriul Vărăștia (fig. 69). Aici se pot face următoarele observații:

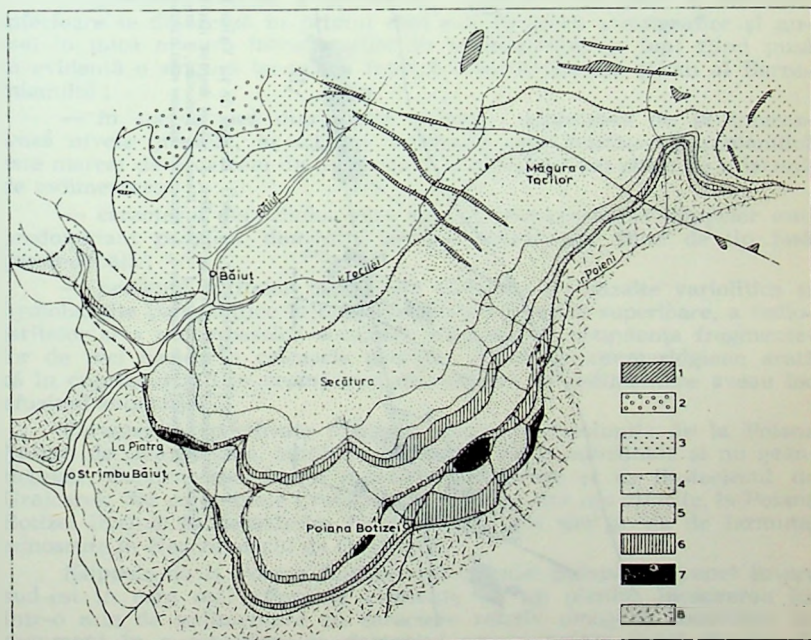


Fig. 68. Schița geologică a zonei Poiana Botizei-Băiut:

7 - eruptiv neogen; 2 - Badenian; 3 - pinza Botizei s-str.; 4-7 - solzii frontali ai pinzei Bptizei; 4 - gresia de Secătura Oligocen; 5 - flî; tip strate cu hieroglife Eocen ± Paleocen; 6 - marne roșii; 7 - klippe; 8 - pinza wildflyschului;



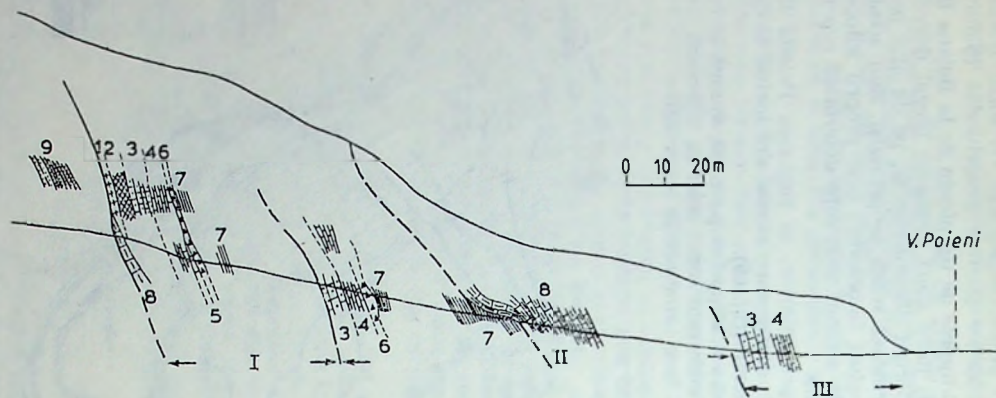


Fig. 69. Secțiune geologică prin solzii klippei de pe Valea Vărăștia (Poiana Botizei):  
 1 - cinerite bazice; 2 - jaspuri (Callovian-Oxfordian), 3 - calcare detritice (Oxfordian-Kimmeridgian), 4 - strate cu  
 Aptychus (Kimmeridgian-Beriasian); 5 - calcare „biancone” (Beriasian); 6 - brezii calcareoase (Neocomian); 7 - strate  
 de Tisalo (Aptian-Cenomanian); 8 - formațiuni mămoase roșii (Cocomanian-Senon); 9 - filș Eocen.

— solzii ce se recunosc în cuprinsul klippelor pot să aibă succesiuni stratigrafice diferite ;

— repetarea succesiunilor se face fie la nivelul stratelor de Tisalo, aptian-albiene, fie la nivelul marnelor roșii senoniene ;

— în solzii klippelor nu sînt implicate depozite paleogene ;

— în solzul de ordin superior (ordinul 1) în care sînt incluse klippele lipsesc depozitele paleocene și probabil și eocene inferioare, prezente atît în solzii mai externi, cit și în cei mai interni.

Elementele expuse mai sus, precum și diferența dintre succesiunile litostratigrafice din intervalul Paleogen de la un solz frontal la altul arată că lățimea restrînsă a părții frontale a pînzei Botizei s. l. este rezultatul unor importante scurtări ale scoarței, această unitate fiind o pînză de cuvertură.

Pentru a putea plasa succesiunile litostratigrafice ale klippelor de la Poiana Botizei (Săndulescu et al., 1982) într-un context mai general este necesar să subliniem că :

— grosimea redusă a depozitelor jurasice superioare și cretacice inferioare se datorează în primul rînd condensărilor stratigrafice și numai în mică măsură întrepruierilor în sedimentare, în fapt fiind pusă în evidență o singură lacună la nivelul Hauterivianului și/sau al Barremianului ;

— în succesiunea depozitelor cretacice superioare nu se intercalează nivele grosiere, în schimb intervalul corespunzător Turonianului este marcat de o extrem de importantă condensare sau chiar de o lacună de sedimentare ;

— caracterul depozitelor care constituie succesiunea klippelor este predominant pelagică, domeniul lor de sedimentare fiind de tip fosă geosinclinală ;

— prezența tufitelor mafice cu elemente de bazalte variolitice și hyalobazalte palagonitice la baza succesiunii jurasice superioare, a radiolaritelor și a numeroaselor accidente silicioase și abundența fragmentelor de roci baze în calcarele detritice oxfordian-kimmeridgiene arată că în cuprinsul sau în vecinătatea domeniului de sedimentare aveau loc efuziuni submarine.

Caracterele specificate mai sus apropie succesiunile de la Poiana Botizei de cele pienine, adică de litofaciesurile geosinclinale și nu geanticlinale. Condensarea foarte puternică ar aminti și de litofaciesul de Grajčarek, dar caracterele Cretacicului superior sînt net diferite, la Poiana Botizei lipsind cu desăvîrșire faciesurile de fliș sau gresia de Iarmuta, cunoscute în Neocretacicul de Grajčarek.

Klippele de la Poiana Botizei sînt cel mai îndepărtat punct înspre sud-est în care mai aflurează elemente de tip pienin. Încadrarea lor într-o arie de sedimentare cu caractere relativ omogene constituie un argument în a considera că domeniul corespunzător zonei pienine în general se îngustează în același sens. Paleogeografia foselor cu sedimentare de tip fliș din timpul Paleogenului aduce argumente în plus în sprijinul acestei concluzii.

V. VINULUI-  
MT. SECU-  
COASTA URSULUI

MĂGURA TOCILOR-  
SECĂȚURA

POIANA BOTIZEI

N. POIANA BOTIZEI

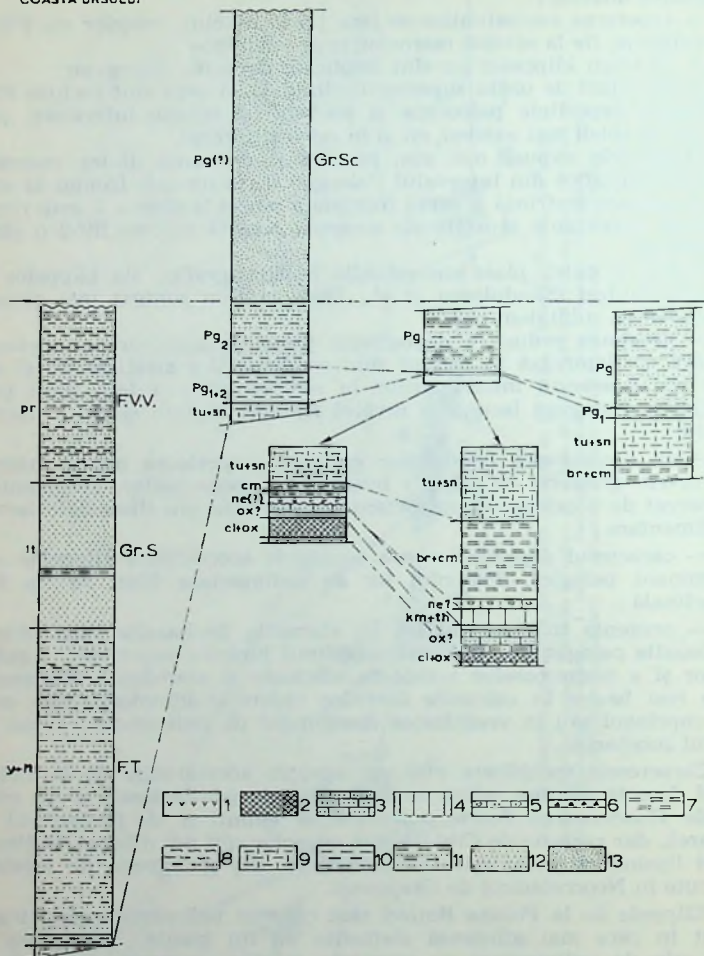


Fig. 70. Coloane litostratigrafice comparative în pinza Botizei și solzii frontali ai acesteia:

1 - cinerite bazice; 2 - jaspuri; 3 - calcare detritice; 4 - „strate cu Aptychus”; 5 - calcare noduloase; 6 - breccii, 7 - strate de Tisalo; 8 - facies marnos cenușiu; 9 - facies marnos roșu; 10 - argile vârgate; 11 - fliș tip strate cu hieroglife; 12 - fliș grezos (gresia de Secu); 13 - fliș grezos (gresia de Secățura); FT - fliș de Tocila; GS - gresia de Secu; FVV - fliș de Valea Vinului; DSc - gresie de Secățura.



Formațiunile de fliș cunoscute în solzii frontali ai pinzei Botizei s.l. debutează fie în Paleocen, fie doar în Eocen, situația fiind diferită de la solz la solz. În cel de al doilea caz, flișul eocen poate urma direct și discordant (?) marnele senoniene sau succede unei serii vârgate argiloase paleogen-eocen inferioare (fig. 70).

**Pinza Botizei s. str.** Corpul principal al pinzei Botizei s.l. este caracterizat de o succesiune litostratigrafică dominată de dezvoltarea pe mai multe mii de metri grosime a depozitelor de fliș eocene (fig. 70). Fondul depozitional general al acestuia este un fliș de tipul stratelor cu hieroglife, în mijlocul căruia (Lutețian) se individualizează un pachet de fliș grezos grosier, pe alocuri fluxoturbiditic (gresia de Secu). În raport cu solzii frontali, fosa de sedimentare corespunzătoare pinzei de Botiza s. str. este mult mai activ subsidentă. Din acest punct de vedere solzii frontali au ocupat în timpul Paleogenului o poziție geanticlinală, mai slab subsidentă, în parte cu sedimentare pelagică (rid).

Aria-sursă a materialului detritic ce constituie arenitele flișurilor paleogene din pinza Botizei poate fi plasată în interiorul zonei de sedimentare, adică pe partea Dacicilor interne, care în acel timp constituiau un bloc consolidat cu evoluția mobilă tectogenetică încheiată. Desigur că problema sursei flișurilor este legată și de poziția inițială a pinzei Botizei, înainte de șariaj. Situarea ei la sud de falia Bogdan Vodă și implicit la sud de aria de dezvoltare a pinzei de Petrova este un argument care poate conduce la încadrarea pinzei Botizei în categoria pinzelor „ultra”, adică a acelor care prin șariaj au depășit în întregime una sau mai multe unități situate la exteriorul lor. Nu se poate trece cu vederea în acest context și faptul că Pienidele în general descriu o curbură convexă în sensul vergenței în jurul marginii Dacicilor interne, avansată mult spre nord-est în acest sector (v. fig. 67). Existența curburii și caracterul „ultra” al pinzei Botizei ar putea concura și la o anumită rotire, în sensul acelor de ceasornic, a acestei pinze în timpul șariajului.

### **Pinza wildflyschului**

La sud de pinza Botizei și încălecind depozitele miocene inferioare ale cuverturii post-tectogenetice ale Dacicilor mediane, a fost identificată (Dumitrescu, 1957; Mutihac, 1956) o pinză de cuvertură denumită pinza wildflyschului, deoarece formațiuni de acest tip se dezvoltă la mai multe nivele în cadrul Eocenului. Structura nu este foarte complicată, în cuprinsul ei putându-se recunoaște doi pînă la trei solzi mari. Caracterul alohton al pinzei wildflyschului, ca și al pinzei Botizei (fig. 71) care o acoperă, a putut fi verificat prin mai multe foraje efectuate între Băiut și Baia Sprie.

Caracterele tipice de wildflysch sint mai bine exprimate în partea vestică a ariei de aflorare a pinzei. Spre est se trece treptat la formațiuni ritmice de fliș de tipul stratelor cu hieroglife. În același sens scade

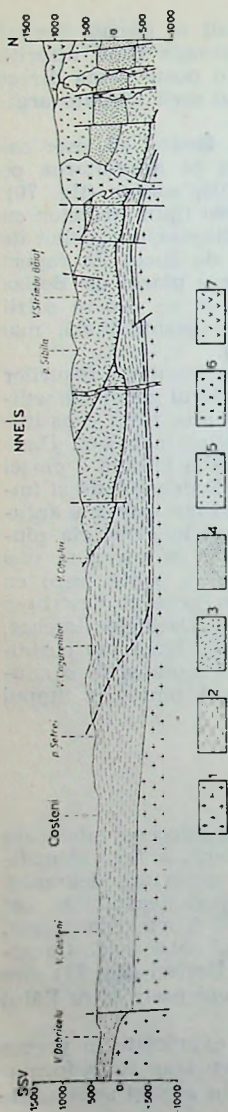


Fig. 71. Secțiune geologică în partea de sud a zonei fișului transcarpatic (Tara Lăpușului):  
 1 - formațiuni metamorfice; 2 - cuvertura postpinză a Dacicilor mediani; 3 - pinza wildflyschulului; 4 - pinza Botizei;  
 5 - molase neogene; 6 - intruziuni neogene; 7 - ofuziuni neogene.

și frecvența klippelor sedimentare de calcare algolitice (lutețian superioare — Bombiță, 1971), caracteristice wildflyschulului eocen din această pinză.

Spre deosebire de pinza Botizei, pinza wildflyschulului cuprinde și depozite mai noi decât Eocenul, și anume formațiuni de fliș grezos asemănător cu gresia de Borșa de vîrstă oligocen-miocenă inferioară (Dicea et al., 1980; Săndulescu, 1980a).

Una dintre problemele importante care privesc pinza wildflyschulului este aceea a ariei de origine a klippelor sedimentare, constituite din calcare organogene (algolitice) cu nummuliti. Rezolvarea acestei chestiuni este strîns legată de modul în care este privită geneza pinzei și poziția ei primară, înaintea șariajului. Acceptînd o poziție „ultra” pentru pinza wildflyschulului și în același timp o rotire în sensul acelor de ceasornic, similar cu cel al pinzei Botizei, se poate ajunge la două modele :

— pinza wildflyschulului a fost externă, înainte de rotire, în raport cu pinza Botizei și atunci klippele au trebuit să provină dintr-o zonă ridicată cu sedimentare calcaroasă neritică, depășită în întregime prin procesele de șariaj eomiocene ;

— pinza wildflyschulului a fost internă, înainte de rotire, în raport cu cea a Botizei și klippele de calcare au provenit din arii situate pe marginea blocului consolidat al Dacicilor interne.

Cel de al doilea model are avantajul de a-și găsi un corespondent în Carpații Slovaciei, unde între zona klippelor pie-nine și Carpații Occidentali centrali (Dacicile interne) se dezvoltă, în Depresiunea Mijava, formațiuni paleogene care înglobează klippe sedimentare de calcare eocene. Diferența față de pinza wildflyschulului este că Depresiunea Mijava nu a fost antrenată în șariaje terțiare.

Este posibil să se considere de asemenea că pinza wildflyschulului este un element paraautohton, provenind dintr-o arie internă a cuverturii post-tectogenetice a Dacidelor mediane, acoperită actualmente de șariajele Pienidelor. Dezavantajul acestei ipoteze constă în faptul că pinza wildflyschulului este legată în dezvoltarea ei areală de fruntea pinzei Botizei și nu se regăsește și în fața pinzei de Petrova, cum ar fi normal dacă ar fi fost smulșă din aria cuverturii Dacidelor mediane. Pe de altă parte, alipirea ei la cuvertura post-tectogenetică nu rezolvă problema originii klippelor de calcare lutețiene, pe marginile bazinului de sedimentare a cuverturii fiind necunoscute asemenea depozite.

### **Pinza de Petrova**

Flișul de Petrova, care aflorează în bazinul inferior al Văii Vișeuului, a fost considerat mai întâi ca formând un bloc ridicat (blocul Petrova), înconjurat de falii dispuse ortogonal (Atanasiu, 1956; Patrușiu, 1956). Contactul tectonic de încălcare ce-l mărginește la exterior a fost figurat prima dată pe harta geologică la scara 1 : 200 000, foaia Vișeu. Integrarea flișului de Petrova într-o unitate șariată aparținând Pienidelor (Dumitrescu, Săndulescu, 1970) a permis paralelizarea acesteia cu pinza de Magura (Săndulescu, 1972, 1975, 1980a).

Pinza de Petrova este constituită din două secvențe groase de fliș, suprapuse, și anume flișul de Petrova (Atanasiu, 1956) și gresia de Strimtura (Motaș, 1956). Primul este un fliș de tipul stratelor cu hieroglife, cu intercalații de gresii masive și nivele discontinue de argile roșii resedimentate (Săndulescu, Bratu, 1984) de vîrstă lutețian (superior) — priaboniană inferioară, cea de a doua un fliș grezos în parte, fluxoturbitic priabonian, asemănător gresiei de Magura.

Structura pinzei de Petrova nu este foarte complicată, în cuprinsul ei distingîndu-se cîteva cîte solzi deversate spre exterior, care sînt doar în parte paralele cu curbura convexă pe care o descrie fruntea acestei unități. Intersectarea cutelor-solzi de către planul de șariaj al pinzei arată că ei s-au format înainte de desăvîrșirea încălecării.

**Solzul Leordina.** În partea frontală a pinzei de Petrova se individualizează (Săndulescu et al., 1981) o subunitate independentă a cărei constituție diferă de cea a corpului principal al pinzei. Această subunitate, denumită solzul Leordina, este constituită din doi termeni. Cel inferior este un fliș marnos-grezos, cu intercalații de marne și argile roșii și de „roci oligoceniforme“ (marne de Lacko, caracteristice domeniului pinzei de Magura), de vîrstă paleocen-priaboniană. Termenul superior este un fliș grezos (gresia de Voronicu — Motaș, 1956) oligocen (Dicea et al., 1980; Săndulescu, Bratu, 1984).

În timp ce succesiunea depozitelor ce constituie pinza de Petrova însumează mai multe mii de metri grosime, cea din solzul Leordina nu depășește 1 000 m. Deosebirea nu constau numai în diferența de grosime,



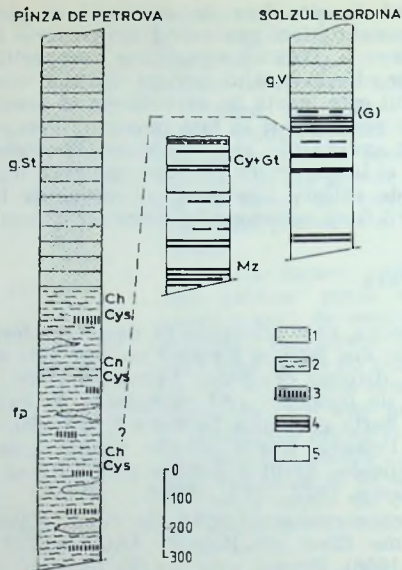


Fig. 72. Coloane stratigrafice comparative în pinza de Petrova și solzii frontali ai acesteia: 1 - fliș grezos; 2 - fliș grezos-sistos; 3 - argile vărgate; 5 - marne roșii; 6 - fliș șistos-grezos; fp - fliș de Petrova; gSt - gresie de Strimtura; gV - gresie de Voroniciu; Ch, Cys - asociație cu *Cystamina* și *Chilostomella*; Cy+Gt - asoc. cu *Cyclamina* și *Globigerinata*; Mz - asociație cu *Morozovicia* (date micropaleontologice după E. Bratu).

ci și în alcătuirea litologică a celor două succesiuni (fig. 72). Fosa cu sub-sidență accentuată este marcată de flișul de Petrova și gresia de Strimtura, în timp ce aria solzului Leordina a avut poziția unui rid submers, evidențiat și de frecvența nivelelor de marne și argile roșii. Microfauna paleocenă și eocen inferioară, redusă în Lutetianul și Priabonianul inferior ale flișului de Petrova, a provenit foarte probabil de pe aria mai ridicată corespunzătoare solzului Leordina, de pe care au putut avea loc alunecări submarine.

Sursa materialului detritic din arenitele flișurilor din pinza de Petrova poate fi considerată internă în raport cu fosa de sedimentare. Este mai greu de precizat, deocamdată, dacă este comună cu cea a flișurilor izocrone din zona klipfelor pienine sau este diferită de acestea. Problema nu se poate rezolva doar în cadrul restrâns al Pienidelor maramureșene.

## Poziția primară a Pienidelor și succesiunea tectogenezelor

Problemele fundamentale care trebuie rezolvate pentru a putea stabili poziția primară a Pienidelor în timpul Mezozoicului se referă la relațiile acestora cu Dacidele interne, pe de o parte, și cu Transilvanidele, pe de altă parte. Totodată, unitățile Pienidelor fiind pinze de acvitură, se pune problema naturii scoarței din subsasamentul lor.

Considerind ca punct de plecare situația din Carpații Occidentali și avind în vedere afinitățile seriei de Manin, cea mai internă succesiune din zona klipelor pienine, cu seriile tatrice, s-ar putea trage concluzia că aceasta era nemijlocit alăturată spre exterior domeniului Dacidelor interne. Prezența ferestrei tectonice de la Ujgorod (v. fig. 67), în care se presupune că apar elemente peninice ofiolitice în spatele zonei klipelor pienine, ridică problema existenței unei zone mai mult sau mai puțin largi care ar separa domeniul Pienidelor de cel al Dacidelor interne. Această dilemă însă poate fi rezolvată acceptându-se că Pienidele au depășit prin șariaj, în timpul tectogenezelor cretacice și/sau terțiare, elementele structurale din fereastra Ujgorod, fiind transportate în fruntea încălecării Dacidelor interne (fig. 73). Conform acestui model, aria din care provin structurile cu ofiolite din fereastra Ujgorod au avut o poziție primară externă în raport cu Pienidele.

Relațiile cu Transilvanidele, considerate în timpul Mezozoicului, pot fi analizate în Ucraina subcarpatică. Aici zona klipelor maramureșene, în cuprinsul cărora află formățiunile de wildflysch ale pinzei bucovinice (Săndulescu, 1972; Bizova, 1972), cuprind klippe aparținând seriilor caracteristice pinzelor transilvane (Săndulescu, 1980a). Prezența acestor elemente alohtone arată că domeniul oceanic al Transilvanidelor se prelungea

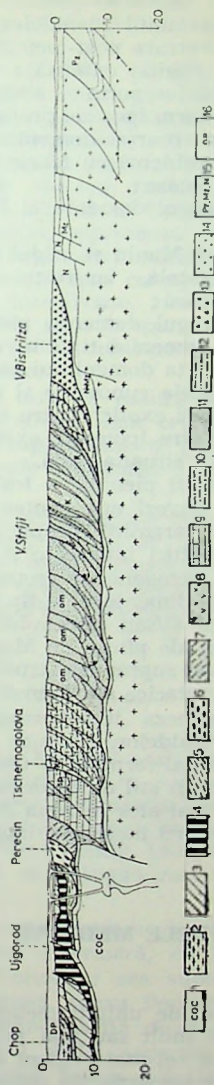


Fig. 73. Secțiune geologică prin Ucraina subcarpatică și Carpații ucrainieni (reinterprețată după Krugliov, Gluško, Smirnov, Soltoğub ș.a.):

- 1 - Carpații Orientali centrali, 2 - Gemenide, 3 - pinze subtatrice și tatrice, 4 - unit. Ujgorod, 5 - unit. Kricovo,
- 6 - klippele pienine, 7 - Mașura, 8 - pinza fisului roșu, 9 - pinza de Burkut (Crahău), 10 - pinza de Dukla, 11 - pinza de Șole (Lărdăș), 12 - cante marginale 13 - soclul platformei și unit. subarlate, 13 - acvitură
- 16 - Del. Pannonică

la interiorul Dacidelor mediane (zona klippelor maramureșene) și la exteriorul domeniului Pienidelor, întrucât acestea din urmă încăleacă dinspre sud cuvertura post-tectogenetică a pinzei bucovinice abia în timpul Terțiarului. Poziția externă a domeniului Transilvanidelor în raport cu cel al Pienidelor permite atașarea structurilor din fereastra Ujgorod la primele, conform ipotezei propuse mai sus.

Natura scoarței domeniului Pienidelor în timpul Mezozoicului reprezintă o problemă cu foarte multe necunoscute. Se pot totuși prezenta mai multe ipoteze :

— întregul domeniu al Pienidelor era caracterizat de o scoară de tip oceanic ;

— zona Manin și „ridul exotic“ aveau o scoară subțiată sau chiar tipic continentală, iar restul zonelor pienidice erau caracterizate de scoară oceanică ;

— întregul domeniu pienidic avea o scoară subțiată care făcea trecerea la domeniul tipic oceanic transilvanidic, situat mai la exterior ;

— scoară domeniului pienidic era în întregime de tip continental. Din datele cunoscute și mai ales din examinarea blocurilor provenite din „ridul exotic“ (între care și granite, dar și roci ofiolitice), prima și ultima dintre ipotezele expuse mai sus au cele mai mici șanse de a se apropia de situația reală.

Domeniul pienidic a fost deformat mai întâi în timpul Cretacicului. Există dovezi atât pentru compresiuni mezocretacice, cât și pentru compresiuni laramice (timpurii). Acestea din urmă au provocat cel mai evident structuri imbricate și probabil și încălecări de tipul șariajelor.

După tectogenezele cretacice, peste elementele deformate s-au instalat fose de sedimentare de tip fliș care au fost active în special în timpul Paleocenului și/sau Eocenului. Prezența flișurilor senoniene în digitațiile externe ale pinzei de Magura (Carpații Occidentali) ar indica faptul că ele au fost suprapuse structurilor deja deformate în timpul tectogenelor mezocretacice ale Transilvanidelor.

Tectogeneza intraburdigaliană a determinat formarea structurii actuale a Pienidelor. Pinza de Magura a fost dezlipită de pe subasamentul ei presenonian, formînd o unitate de cuvertură. Zona klippelor pienine a suferit un alt stil de deformare indeosebi în partea centrală. În schimb, spre est și mai ales în zona curbării din bazinul Văii Tisa (v. fig. 67) și aceasta a suferit încălecări importante spre exterior.

## DACIDELE MEDIANE

Grupul de unități tectonice care constituie Dacidele mediane formează, mai mult sau mai puțin, coloana vertebrală a sigmoidei carpatice, urmînd cel mai evident dubla curbură a acestui sistem orogenic. În esență, este un grup de pinze de soclu formate prin forfecare. Fiecare



pinză este alcătuită din formațiuni metamorfice prealpine, străbătute rareori de granitoide de asemenea prealpine, și din formațiuni sedimentare mezozoice sau neopaleozoic-mezozoice.

Zonele în limitele cărora află unitățile Dacidelor mediane reprezintă numai o parte a dezvoltării areale a acestora; formațiunile sedimentare ale cuverturii post-tectogenetice (post-pinză) sau/și ale depresiunilor molasice neogene, în speță ale Depresiunii Transilvaniei și ale Depresiunii Pannonice acoperă o importantă parte a Dacidelor mediane. Se conturează astfel două segmente aparent distincte, dar care se corelează de fapt în regiunea curburii interne a Carpaților românești (Sandulescu, 1976a): segmentul oriental, reprezentat de sistemul (sau grupa) pinzelor central-est-carpatică și segmentul meridional, reprezentat de pinza getică și pinzele supragetice. Primul corespunde în linii mari, dacă se face abstracție de pinzele transilvane, zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Al doilea se suprapune domeniului getic în sens larg (Codarcea et al., 1961, 1968), cuprinzând și masivul serbo-macedonian ce află la sud de Dunăre.

Limita externă a Dacidelor mediane este de natură tectonică și coincide, în Carpații Orientali, cu limita dintre zona cristalino-mezozoică și zona flișului (acestui din urmă aparținând și pinza flișului negru), iar în Carpații Meridionali, corespunde conturului de eroziune al pinzei getice.

Limita internă a Dacidelor mediane este marcată de contactul lor cu Transilvanidele (Dacidele transilvane) sau de cel cu Pienidele, la nord de falia nord-transilvană. În fapt, acest contact tectonic este acoperit pe toată lungimea lui în primul rînd de cuvertura post-tectogenetică și, în plus, de depresiunile molasice neogene menționate mai sus.

### **PÎNZELE CENTRAL-EST-CARPATICE**

În prima sinteză tectonică a Carpaților Orientali realizată de Uhlig (1907), întreaga masă a formațiunilor metamorfice care constituiau zona cristalino-mezozoică, împreună cu o mare parte a formațiunilor permian-triasice ce le acoperă, era considerată ca formînd o pinză unică, și anume pinza bucovinică. Deasupra ei, pinza transilvană (Uhlig, 1907) era constituită din formațiuni sedimentare, cărora li se adăugau roci magmatice bazice și ultrabazice de aceeași vîrstă.

Popescu-Voitești (1929) este primul care distinge două pinze cu sisturi cristaline în Carpații Orientali: cea inferioară, cu formațiuni epimetamorfice (pinza bucovinică, sensu Voitești); cea superioară, cu formațiuni mezometamorfice (pinza transilvană, sensu Popești-Voitești). Kober (1931) recunoaște în profilul Iacobeni-Pojorita două pinze cu formațiuni metamorfice (pinzele bucovinice I și II), separate de depozite mezozoice (de la Iacobeni și Valea Putnei). Într-o mai largă sinteză

a cristalinului din Carpații Orientali, Kräutner (1938) generalizează ideea lui Popescu-Voităști, distingînd două unități cu șisturi cristaline, suprapuse tectonic, pe care le consideră însă de vîrstă hercinică (prealpină). Streckeisen (1934) ajunsese la aceleași concluzii în zona limitrofă masivului Ditrău.

Existența unei singure pinze alpine, reprezentată de ansamblul zonei cristalino-mezozoice, este susținută de Băncilă (1958) care o separă sub denumirea de „unitatea centrală”. Ea este corelată cu pinza getică din Carpații Meridionali.

Ultimele două decenii — al șaptelea și al optulea — au fost marcate de progrese substanțiale în descifrarea structurii pinzelor suprapuse din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Mai întii au fost separate, ca unități distincte și aparținînd unui sistem aparte (Săndulescu, 1967, 1968), pinzele transilvane, generalizîndu-se astfel progresese făcute în descifrarea tectonicii Munților Perșani (Ilie, 1953, 1954; Patrușiu et al., 1966). Ulterior, eforturile cercetătorilor se îndreaptă spre recunoașterea pinzelor cu formațiuni metamorfice. În această direcție s-au dezvoltat două tendințe: una care urmărea descifrarea tectonicii pinzelor central-est-carpătice, considerînd în primul rînd faciesurile și dezvoltarea paleogeografică a formațiunilor mezozoice (Săndulescu, 1967, 1972, 1975a, b, 1976b etc.), și alta care interpreta tectonica alpină a sistemului central-est-carpatic prin prisma dezvoltării seriilor cristalofiliene și a echivalării (ca vîrstă și importanță) tuturor contactelor de superpoziție tectonică a seriilor metamorfice (Joja et al., 1968; Mureșan, 1967, 1976; Bercia et al., 1971, 1976; Balintoni, Gheuca, 1977; Balintoni, 1981). Disputa între cele două concepții pornea de la acceptarea (Săndulescu, 1972, 1975a, b, 1976b) sau respingerea (Mureșan, 1976; Bercia et al., 1971, 1976; Balintoni, 1981) existenței unor pinze prealpine în structura proprie formațiunilor metamorfice care iau parte la constituirea pinzelor alpine din sistemul central-est-carpatic. Acumularea datelor de cunoaștere și detalierea structurii zonei cristalino-mezozoice au adus argumente suficiente (Săndulescu, 1976b, Săndulescu et al., 1981; Balintoni et al., 1981; Zincenco, 1982; Vodă, 1982) pentru a arăta că în structura formațiunilor metamorfice ce alcătuiesc pinzele alpine ale sistemului central-est-carpatic se pot recunoaște suprapunerii tectonice prealpine (pretriasice) între serii cristaline de vîrste diferite. S-a ajuns astfel la generalizarea modelului conform căruia există mai multe pinze de forfecare alpină suprapuse, în cuprinsul cărora se păstrează urmele sariajelor hercinice sau mai vechi.

Pinzele central-est-carpătice se succed de sus în jos, în ordinea următoare: pinza bucovinică, pinza sub-bucovinică și pinzele infrabucovinice. Prima suportă resturile pinzelor transilvane (ce aparțin Transilvanidelor), elemente constitutive ale unui sistem de pinze diferit: ultimele apar dezvoltate discontinuu în mai multe ferestre sau semiferestre tectonice și constituie elementele structurale cele mai apropiate paleogeografic de pinzele dacice externe (fig. 74).



Fig. 74. Schița tectonică a pînzelor central-est-carpatiche.



## Pinza bucovinică

Pinza bucovinică este unitatea superioară a pinzelor central-est-carpatică, fiind caracterizată de sedimentarul „autohton“ din sinclinalele Rarău și Hăghimaș, precum și de cel din Munții Perșani. Ea grupează pinzele de Putna și de Rarău (Joja et al., 1968; Mureșan, 1967; Bercia et al., 1971, 1976), precum și pinza de Pietrosul Bistriței (Balintoni, Gheuca, 1977; Balintoni, 1981), distinse în ultimul timp și care sînt de fapt unități prealpine.

**Seriile cristalofiliene și structura prealpină.** Pinza bucovinică este unitatea alpină în cadrul căreia se pot analiza cel mai bine raporturile tectonice între diferitele serii cristalofiliene cunoscute în Carpații Orientali.

După vîrstă și gradul de metamorfism, seriile metamorfice cunoscute în pinza bucovinică sînt :

— seria de Bretila, precambriană superioară, mezometamorfică, bogată în gnaise și cuprinzînd și intruziuni granitice și granodioritice premetamorfice (granitoidele de Hăghimaș); este cea mai veche serie metamorfică din Carpații Orientali (Bercia et al., 1971, 1976) și poate fi paralelizată cu seria de Sebeș-Lotru din Carpații Meridionali (Kräutner, 1980);

— seria de Robra, de asemenea precambriană superioară, mezometamorfică, caracterizată prin dezvoltarea unor nivele caracteristice de roci amfibolice și/sau de marmore;

— seria de Negrișoara (Balintoni, Gheuca, 1977), precambriană superioară, mezometamorfică, incluzînd gnaisele porfiroide de Pietrosu;

— seria de Tulgheș, vendian (?) — cambriană, epimetamorfică, provenind dintr-o stivă, groasă de formațiuni terigene și vulcano-sedimentare (Bercia et al., 1971, 1976).

În afara acestor serii metamorfice principale, au mai fost distinse și alte entități litologice, ca de exemplu seria de Chiril (Nedelcu, 1980), seria de Dămuc (Mureșan, 1968), seria de Mîndra (Balintoni et al., 1983; Vodă, 1982) sau diferite litofaciesuri ale seriei de Tulgheș (Vodă, 1982), care fie că reprezintă secvențe puternic retromorfe ale morii din seriile principale, fie că au o dezvoltare locală, restrînsă, fără o semnificație majoră pentru descifrarea structurii prealpine a terenurilor cristalofiliene.

**Pinza de Rarău.** Raporturi evidente de șariaj, recunoscute de multă vreme (Popescu-Voitști, 1928; Streckeisen, 1934; Kräutner, 1938), se remarcă între seriile de Bretila și de Tulgheș, raporturi motivate atît de vîrsta diferită a acestora, așa cum s-a menționat mai sus, cit și de gradul de metamorfism diferit al lor. Seria de Bretila, ce constituie pinza de Rarău, ocupă în multe zone (Tulgheș-Grintieș; Gemenea-Rarău) poziții evident sinclinale deasupra seriei de Tulgheș. În alte zone, din cauza recutării planului de șariaj, acesta are o poziție verticală sau chiar răsturnată, de exemplu în zona „crestei“ Dămucului (Săndulescu, 1975 a; Mureșan, 1976).

Vîrsta prealpină a acestui șariaj, deci a pinzei de Rarău, este dovedită de acoperirea discordantă a conturului de eroziune al pinzei de către depozitele triasice (Săndulescu, 1975a, 1976b). Un argument suplimentar este că între seria de Bretila din pinză și seria de Tulgheș din culcușul acesteia nu se cunosc depozite sedimentare mesozoice. Vîrsta liasică a masivului alcalin de la Ditrău (Streckeisen, Hunziker, 1974), ale cărui apofize îndepărtate traversează și planul pinzei de Rarău, sprijină de asemenea vîrsta prealpină a șariajului, cunoscut fiind faptul că pinzele alpine din zona cristalino-mesozoică a Carpaților Orientali este mezocretacică.

Vergența pinzei de Rarău — descrisă și sub numele de pinza gnaiselor de Rarău (Săndulescu, 1975a) — a fost considerată fie estică (Joja et al., 1968; Bercia et al., 1971, 1976; Mureșan, 1976; Balintoni, 1981; Vodă, 1982), fie vestică (Săndulescu, 1975 a. b). De fapt, majoritatea autorilor care au susținut sau susțin vergența estică a pinzei de Rarău sînt aceia care îi acordau vîrsta alpină. Argumentele în favoarea vergenței vestice ar fi :

— în afara pinzei de Rarău, seria de Bretila este larg răspîndită în unitățile alpine infrabucovinice, care aveau o poziție externă înainte de șariajele mezocretacice (fig. 75) ;

— înrădăcinarea pinzei de Rarău spre est ar grupa mai logic domeniul prealpin de dezvoltare a seriei de Bretila, care ar fi în întregime limitrof platformelor prealpine din vorlandul Carpaților Orientali ;

— în structura formațiunilor metamorfice prealpine au fost determinate deformări cu vergență vestică (Kräutner, Kräutner, 1970) ;

— seria de Rebra nu se cunoaște în superpoziție geometrică deasupra de Bretila.

În baza pinzei de Rarău și deasupra seriei de Tulgheș se dezvoltă discontinuu o unitate tectonică (pinza de Chiril — Kräutner et al., 1981; pinza de Borsec — Balintoni et al., 1981; lama de rabotaj Grebin — Vodă, 1982) care este constituită din formațiuni mezometamorfice, uneori puternic retromorfe, și care poate fi legată de unitatea de deasupra, în speță pinza de Rarău, ca petice de antrenare ale acesteia. Ipoteza este susținută de paralelizarea ce se poate face între rocile constitutive ale peticelor amintite (Chiril, Brebin, Borsec) și unele nivele

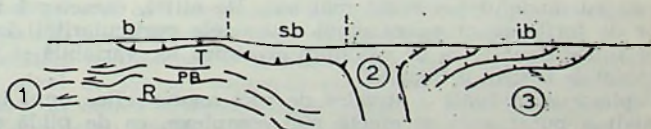


Fig. 75. Model ipotetic privind formarea șariajelor prealpine și a pinzelor intracutanate:

1 - pinzele intracutanate de Rebra (R), Pietrosul Bistriței (PB) și Tulgheș (T); 2 - pinza gnaiselor de Rarău; 3 - posibile pinze hercinee din Munții Rodrei; domeniile alpine bucovine (b), sub-bucovinic (sb) și infrabucovinic (ib) în poziție retrotectonică

ale seriei de Brețila (Kräutner, in Săndulescu et al., 1981b). Existența peticelor de antrenare subliniază amploarea pînzei de Rarău, de care sînt legate, și particularizează în plus planul ei de șariaj în raport cu celelalte contacte tectonice prealpine recunoscute între seriile metamorfice din pînza bucovinică.

*Pinzele intracutanate.* Între planul de șariaj al pînzei de Rarău, inclusiv cel al peticelor de antrenare, și planul de șariaj alpin al pînzei bucovinice s-au recunoscut plane de discontinuitate tectonică, ce separă între ele seriile de Tulgheș, de Negrișoara și de Rebra. Fiecare serie metamorfică a fost considerată că formează o pînză: de Putna, de Pietrosul Bistriței, și de Rodna (Brescia et al., 1976; Balintoni, 1981; Balintoni et al., 1981). Din punctul de vedere al vîrstei și gradului de metamorfism, ele se suprapun în sens normal, chiar dacă sînt separate de plane tectonice. Acest caracter le deosebește net de pînza de Rarău, constituită din formațiuni și mai vechi și cu un grad de metamorfism mai ridicat decît cele peste care a fost șariată.

Geneza acestor pînze — pe care le denumim *pînze intracutanate* pentru a sublinia caracterul lor particular — poate fi legată de formarea unor plane de forfecare, mai mult sau mai puțin paralele în cuprinsul unei succesiuni litostratigrafice normale. Deplasarea pachetelor de roci, separate de planele de discontinuitate tectonică, poate avea amplori diferite, foarte greu de determinat.

În cazul analizat al formațiunilor metamorfice din pînza bucovinică, ca de altfel și al celor din pînza sub-bucovinică, exceptînd pînza de Rarău, au fost generate cel puțin două plane de discontinuitate tectonică într-o stivă ce era formată din succesiunea: serie de Tulgheș, serie de Negrișoara, serie de Rebra (menționată de sus în jos, adică de la mai tînăr la mai vechi). Nivelul la care s-au format aceste plane poate fi determinat eventual de gradul de competență a unor secvențe. Astfel se poate imagina ușor desprinderea seriei de Tulgheș deasupra stivei gnaiselor porfiroide de Pietrosu care au o competență relativă, evident mai ridicată. Procesul s-a repetat și sub gnaisul porfiroid, planul de desprindere situîndu-se în unele sectoare mai jos decît limita sa inferioară.

Atît paralelizarea seriei de Negrișoara cu partea terminală a seriei de Rebra (Kräutner, 1980), cît și ipoteza conform căreia seria de Negrișoara este superioară seriei de Rebra (Balintoni, Gheuca, 1978) se acordă cu modelul prezentat mai sus. De altfel, caracterul listric al planelor de forfecare ar putea explica și unele particularități locale ale pînzelor intracutanate, ca de exemplu grosimea lor variabilă și mai ales cea a pînzei de Pietrosul Bistriței.

Deplasarea mutuală a stivelor de roci metamorfice unul în raport cu celălalt a putut avea și efecte mai complexe, ca de pildă dublarea succesiunii unora din ele și, în particular, a celui de la mijloc, cum este cazul pînzei de Pietrosul Bistriței. Se explică astfel formarea dublării Bărnărel (Balintoni, Gheuca, 1977), mai ales dacă se admite vergența vestică a deformării (v. fig. 75). În legătură cu această ultimă



chestiune, este cît se poate de firesc să se considere că vergența pînzelor intracutanate să fie identică cu cea a pînzei de Rarău cu care au fost foarte probabil contemporane.

Rămîne mai puțin clar dacă seria de Rebra a fost limitată la partea ci inferioară de un plan de forfecare similar cu cel de deasupra sau dacă nu a jucat rolul de autohton pentru cele două pînze intracutanate superioare, de Pierosul Bistriței și de Putna. În primul caz, planul de forfecare ar fi putut fi reluat mai tîrziu în timpul tectogenezelor alpine, devenind planul de șariaj al pînzei bucovinice, respectiv al pînzei sub-bucovinice.

Vîrsta pînzelor intracutanate este preliasică, masivul Ditrău traversînd planele lor de șariaj (Balintoni, 1981; Mureșan, 1981). Este logic să fie considerate prealpine, întrucît șariajele de soclu intratriasice nu sînt cunoscute în Dacidele mediane și de asemenea fiindcă pe planul lor de forfecare nu sînt prinse nicăieri depozite mesozoice.

**Formațiunile mesozoice și deformările preparoxismale.** Succesiunea sedimentară proprie pînzei bucovinice cuprinde depozite triasice, jurasice, și eocretacice (Patrulius et al., 1966, 1963; Mutihac, 1968; Grasu, 1972; Turculeț, 1971; Săndulescu, 1974, 1975a, b, 1976b; Antonescu et al., 1978). Acestea se grupează în mai multe cicluri de sedimentare, separate de discordanțe simple sau unghiulare.

Cele mai vechi depozite sedimentare bucovinice aparțin Triasicului mediu și eventual unei părți superioare a Triasicului inferior. Sînt depozite de șelf între care domină dolomitele anisene, separate de depozitele mai vechi, uneori de o discordanță simplă. Triasicul superior este în general absent, ca de altfel în toate pînzele Dacidelor mediane. Această lacună, ce corespunde unei discordanțe simple, este urmată de depunerea unor formațiuni cojurasice subțiri și pe alocuri (Hăghimaș) puternic condensate, în mare parte erodate.

Prima discordanță unghiulară recunoscută în succesiunea bucovinică (Săndulescu, 1975a) se situează în partea terminală a Jurasicului inferior, la baza Toarcianului sau a Aalenianului. După datele cunoscute în sinclinalul Hăghimaș, unde discordanța este bine marcată, vergența deformărilor este vestică (fig. 76). Lipsa sau raritatea formațiunilor mediojurasice în sinclinalul Rarău și în masivul Gîrbova din Munții Persani îngreuiază aprecierea extinderii areale a acestei discordanțe unghiulare și în consecință a deformărilor care au provocat-o, deși într-un context mai general ea corespunde unor evenimente importante, cum ar fi formarea riftului intracontinental al Dacidelor externe.

Depozitele mediojurasice detritic-calcaroase sau calcarenitice suportă un nivel de jaspuri callovian-oxfordiene. În pînza bucovinică se pare că este al doilea nivel de jaspuri, primul fiind presupus de vîrstă triasică (Săndulescu, 1975a, 1976b; Tomescu, Săndulescu, 1978).

O a doua discordanță unghiulară recunoscută în pînza bucovinică (Patrulius et al., 1968; Săndulescu, 1975a) se situează în baza stratelor de Lunca, tithonic-neocomiene, din sinclinalul Hăghimaș (fig. 77). Existența unei discordanțe la baza Tithonicului și în sinclinalul Rarău, ca

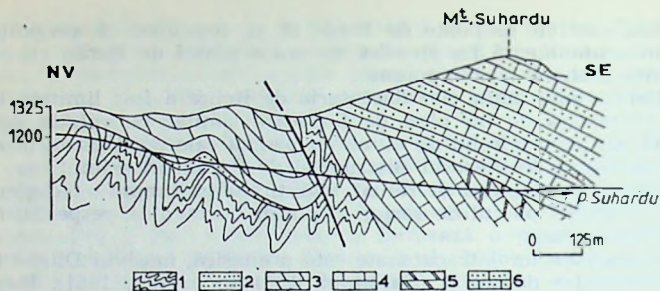


Fig. 76. Discordanța pre-mediojurasică în sinclinalul Hăghimaș (pinza bucovinică):

1 - formațiuni cristaline; 2 - cuarțite triasice; 3 - dolomite mediotriasice; 4 - calcare mediotriasice; 5 - dolomite și calcare mediotriasice; 6 - calcare grezoase mediojurasice (Toarcian în bază).

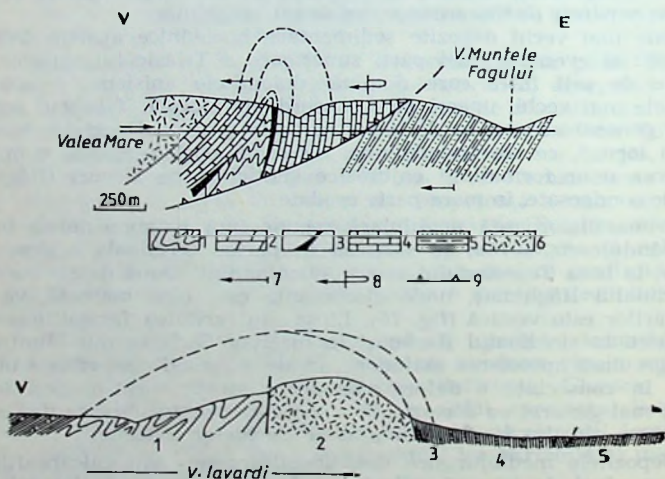


Fig. 77. Discordanța pretithonică în pinza bucovinică (sinclinalul Hăghimaș):

Sus - secțiune pe Valea Mare: 1 - formațiuni metamorfice; 2 - dolomite mediotriasice; 3 - silturi bathonian-calloviene; 4 - strate de Lunca (Tithonic-Neocomian); 5 - fliș de Sinaia (pinza de Ceahlău); 6 - wildflysch bucovinic; 7 - succesiune normală; 8 - succesiune inversă; 9 - șariaj; Jos - secțiune pe Valea Javardi (după Patrușiu et al., 1969): 1 - sisturi cristaline; 2 - dolomite mediotriasice; 3 - siltite brune; 4 - strate de Lunca (tithonic-neocomian); 5 - strate de Sinaia.

și în Munții Perșani (Valea Comanei) atestă extinderea deformărilor de această vîrstă, chiar dacă în ultimele două regiuni citate discordanța nu este evident unghiulară.

În intervalul Tithonic-Neocomian, caracterul sedimentării în domeniul corespunzător pînzei bucovinice se diversifică. Tithonicul este momentul în care apar primele flișuri în domeniul carpatic, relativ mai slab dezvoltate în Dacidele mediane în raport cu cele externe (flișul de Sinaia). În pinza bucovinică flișul ocupă o poziție paleogeografică externă, caracterizînd digitațiile frontale. Este cazul flișului de Pojorîta și al unui litofacies mai extern și mai grosier al acestuia, flișul de Clifele (Săndulescu, 1973a, 1981a). Aceste flișuri au și corespondente spre sud, în Munții Perșani, de exemplu flișul de Comana corespunzînd flișului de Pojorîta și flișul de Stejar (Ștefănescu, Ștefănescu, 1981), corespunzînd flișului de Clifele.

Toate aceste flișuri sînt de tipul binar, cu arenite polimictice cele mai interne — Pojorîta, Comana — cu matrice predominant silicioasă; rar (în flișul de Pojorîta) se remarcă intercalații de marne sau marnocalcare.

Contemporan cu flișurile menționate mai sus și situate mai spre interior (fig. 78) se depun și faciesuri pelagice cu tintinide, reprezentate de stratele de Lunca (secvențe predominant marnoase și calcaro-marnoase, cu rare intercalații de turbidite lipsite de ritmicitate) și stratele cu *Aptychus* (facies marnocalcaros). Dezvoltarea spațială a flișurilor pledează pentru o sursă externă a materialului arenitic, foarte probabil în partea internă a domeniului sub-bucovinic (fig. 78).

Dezvoltarea flișurilor bucovinice sugerează existența unor fracturări active în domeniul sub-bucovinic; ce au fost marcate și în cuprinsul acestuia de dezvoltarea unor brecii polimictice, așa cum se va arăta mai departe.

Cea mai tinără discordanță unghiulară cunoscută în seria sedimentară bucovinică este evidențiată la baza formațiunii de wildflysch (Patrulius et al., 1966, 1968; Săndulescu, 1968, 1975a). Vîrsta acesteia este preapțiană, eventual prebarremiană superioară, în funcție de vîrsta nivelelor de bază ale wildflyschului. După datele cunoscute în special în sinclinalul Rarău (Săndulescu, 1973a, 1976b), dar și în Hăghimaș și

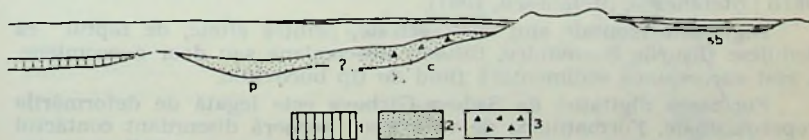


Fig. 78. Poziția retrotectonică a litofaciesurilor tithonic-neocomiene în pinzele bucovinică și sub-bucovinică:

1 - litofacies pelagice („strate cu *Aptychus*”); 2 - litofacies de fliș; 3 - litofacies breccios; p - flișul de Pojorîta; c - flișul (cu breccii) de Clifele; sb - brecciile sub-bucovinice.



Peșani, deformările legate de această discordanță unghiulară au ajuns pînă la încălecări mai mult sau mai puțin importante (fig. 78).

Dezvoltarea formațiunii de wildflysch în pinza bucovinică reprezintă, pe de o parte, o caracteristică a acestei unități și, pe de altă parte, are o semnificație geotectonică însemnată, deoarece marchează intervalul în care pinzele transilvane s-au deplasat — în partea finală a șariajului lor — ca pinze de alunecare gravitațională. Klippele sedimentare, ca și megabrecciile înglobate în wildflysch, sînt alcătuite doar din roci aparținînd seriilor transilvane (depozite sedimentare și ofiolite).

Din ansamblul pinzelor central-est-carpatiche, deformările preparoxismale cunoscute în pinza bucovinică sînt cel mai bine marcate. În parte, această situație se datorește faptului că sedimentarul bucovinic aflorează pe suprafețe relativ mari și deci observațiile de teren sînt mai numeroase, dar probabil și poziției paleotectonice a domeniului bucovinic în vecinătatea imediată al celui transilvan, în bordura marginii continentale europene.

O trăsătură particulară a pinzei bucovinice în Munții Peșani o constituie dezvoltarea unui fliș aptian superior (flișul cu orbitoline — Patrușius et al., 1966) cu care sînt asociate conglomerate și calcare organogene. Apartenența acestui fliș la seria sedimentară bucovinică a fost argumentată prin îndintarea lui cu formațiuni calcaroase de aceeași vîrstă, ce acoperă discordant masivul cristalin al Gîrbovei, care aparține pinzei bucovinice. În consecință, wildflyschul bucovinic din Munții Peșani nu depășește ca vîrstă Aptianul inferior, deosebindu-se prin aceasta de echivalentele lui din Hăghimaș și Rarău. Dacă s-ar admite o vîrstă mai nouă, pînă în Albian, a wildflyschulului, poziția alohtonă a flișului cu orbitoline s-ar impune fără îndoială. Ar fi singurul caz în care din grupa pinzelor transilvane ar face parte și o unitate alicătuită din depozite de fliș. Faptul n-ar fi incompatibil cu dezvoltarea paleogeografică a Transilvanidelor, unitatea posibil să fie constituită din flișul cu orbitoline, avînd în acest caz originea cea mai îndepărtată (cea mai internă) din toate pinzele transilvane din Carpații Orientali. Desigur, această variantă de interpretare rămîne o ipoteză de lucru.

**Digitaiile frontale ale pinzei bucovinice.** Partea externă a pinzei bucovinice prezintă o structură pe alocuri mai complicată, aici putîndu-se distinge cel puțin trei digitații frontale: digitația de Sadova-Gîrbova, digitația de Târnița și digitația de Virghiș (Săndulescu, 1973b, 1981b ; Ștefănescu, Ștefănescu, 1981).

Digitaiile frontale sînt caracterizate, printre altele, de faptul că găzduiesc flișurile bucovinice, tithonic-neocomiene sau doar neocomiene, în rest succesiunea sedimentară fiind de tip bucovinic.

Formarea digitației de Sadova-Gîrbova este legată de deformările preparoxismale. Formațiunea de wildflysch acoperă discordant contactul tectonic ce mărginește la interior digitația. Este foarte posibil ca și încălecarea Clifele (Tănăsescu, Pitulea, 1964 ; Săndulescu, 1981b), care mărginește la vest digitația Târnița, să fie de aceeași vîrstă, preaptiană sau intrabarremiană. Dezvoltarea unor roci asemănătoare onora din nive-

vele wildflyschului bucovinic și în digitația Virghiș (olistostroma de Păru — Ștefănescu, Ștefănescu, 1981) ar putea constitui un argument indirect că și această digitație frontală este preparoximală.

În sensul celor menționate mai sus, se conturează imaginea conform căreia trogul flișului bucovinic a fost cel mai puternic afectat de ultima, și cea mai importantă, deformare preparoximală — cea preapțiană sau intrabarremiană —, fiind generați mai mulți solzi cu dezvoltare regională importantă, care pot fi asimilați unor digitații.

În timpul șariajului pinzei bucovinice, ce a avut loc spre sfârșitul Albianului, digitațiile au fost afectate subsecvent de planul de forfecare, unele fiind probabil laminate în parte. Așa este cazul digitației Tarnița care se regăsește spre nord, în peticul de rabotaj Lefeș, transportat în fruntea pinzei bucovinice (fig. 79) și care aflorază în cursul superior al Văii Moldovei. De altfel, caracterul subsecvent al planului de șariaj al pinzei bucovinice în raport cu digitațiile frontale

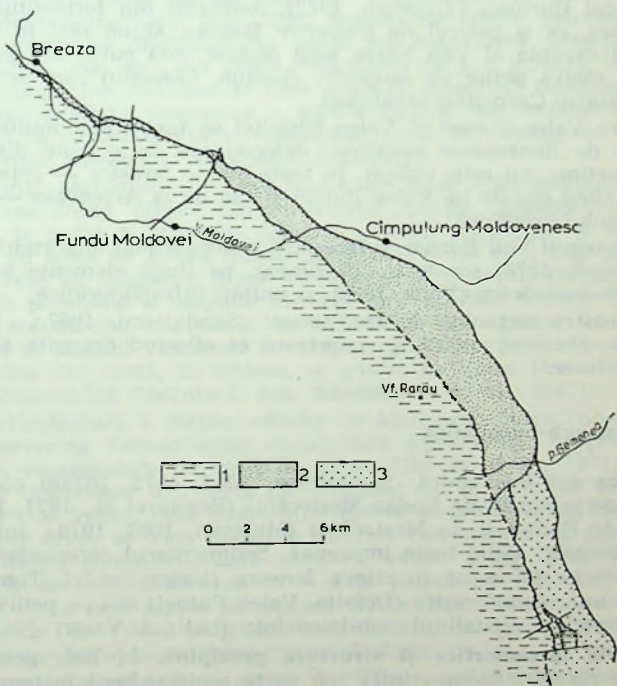


Fig. 79. Digitațiile frontale ale pinzei bucovinice:

1 - corpur principal al pinzei; 2 - digitația de Sadova; 3 - digitația de Tarnița.

se poate remarca și în Munții Peșani, unde digitația Virghiș, de exemplu, este constituită exclusiv din formațiuni sedimentare, în timp ce la alcătuirca digitației Girbova iau parte atât depozite sedimentare, cât și formațiuni metamorfice prealpine.

**Ferestre tectonice și petice de acoperire.** Eroziunea inegală a pinzei bucovinice a determinat, pe de o parte, separarea din corpul ei a unor petice de acoperire și, pe de altă parte, deschiderea unor ferestre tectonice. Privită în ansamblu, erodarea pinzei bucovinice a fost mult mai intensă la nord și vest de Valea Bistriței. Acest fapt explică lipsa pinzei în Munții Rodnei și restrângerea ei la câteva petice de acoperire în Munții Maramureșului. Spre sud, din contră, pinza bucovinică acoperă cea mai mare suprafață a Dacidelor mediane, unități inferioare ei aflorind numai în ferestrele tectonice Barnar, Borsec și Tomești.

În Munții Maramureșului cel mai important petic de acoperire este peticul Burloaia (Zincenco, 1972), constituit din formațiunile seriei de Tulgheș, ca și peticul de acoperire Bardău, situat mai la vest. În versantul dreapta al Văii Vaser s-au păstrat, sub cuvertura post-tectogenetică, câteva petice de acoperire (Lostun, Comanu) care se continuă și pe teritoriul Carpaților ucrainieni.

Între Valea Putnei și Valea Bistriței se înșiră mai multe ferestre tectonice de dimensiuni restrânse, determinate de o falie direcțională cu compartimentul estic ridicat. În toate aceste ferestre — cele mai importante fiind cea de pe Valea Putnei și cea de la Arseneasa — aflorează pinza sub-bucovinică.

În bazinul Văii Barnar, o fereastră tectonică mai importantă (Balintoni, Gheucă, 1978) scoate în afloriment, pe lângă elemente aparținând pinzei sub-bucovinice (Vodă, 1982), și unități infrabucovinice.

Fereastra tectonică de la Tomești (Săndulescu, 1967; Mureșan, 1967) este cea mai sudică, în cuprinsul ei aflorind depozite ale pinzei sub-bucovinice.

### **Pinza sub-bucovinică**

Pinza sub-bucovinică (Săndulescu, 1967, 1972, 1975b) corespunde în mare parte pinzei de Rodna-Mestecăniș (Bercia et al., 1971, 1976) sau pinzelor de Rodna și de Mestecăniș (Mureșan, 1967, 1976; Joja et al., 1968; Balintoni, 1981) luate împreună. Sedimentarul caracteristic pinzei sud-bucovinice aflorează în câteva ferestre (Valea Putnei, Tomești), pe marginea unor semiferestre (Delnița, Valea Putnei) sau ca petice de eroziune acoperind cristalinel sub-bucovinic (bazinul Vaser) (v. fig. 74).

**Seriile metamorfice și structura prealpină.** În linii generale, la alcătuirea pinzei sub-bucovinice iau parte aceleași serii metamorfice ca și în pinza bucovinică, dar cu particularități specifice și dezvoltări areale diferite.



Seria de Bretița a fost recunoscută în pinza sub-bucovinică în culcușul formațiunilor sedimentare în fereastra Tomești (Mureșan, 1967, 1976) sau semifereastra Valca Putnei, ca și în fereastra Arseneasa (Balintoni, 1981). Acest fapt pledează implicit pentru recunoașterea pinzei prealpine de Rarău și în domeniul sub-bucovinic; pinza este însă mult mai puternic afectată de eroziunea pretriasică (sau prepermiană), care a îndepărtat-o în mare parte.

Cele două pinze intracutanate, de Putna și de Pietrosul Bistriței, au fost recunoscute și în pinza sub-bucovinică (Balintoni, 1981; Balintoni et al., 1981; Săndulescu et al., 1981; Vodă, 1982) în aceleași rapoarturi geometrice ca și în cea bucovinică. În general sînt constituite tot dintr-o singură serie metamorfică, de Tulgheș, respectiv, de Negrișoara. Unele excepții de la schema generală ar fi de semnalat în Munții Bistriței și în Munții Maramureșului.

Recent a fost separată în bazinul pîriului Borca (Vodă, 1982) o serie metamorfică (seria de Steghioara), caracterizată la partea superioară de dezvoltarea unor formațiuni magmatice bazice paleozoice (?) și atribută unităților prealpine din pinza sub-bucovinică. Interpretarea este discutabilă, mai ales din cauza dificultății de a o încadra într-una din pinzele prealpine recunoscute pînă acum în domeniul sub-bucovinic, dacă se admite vîrsta paleozoică a rocilor bazice. Nu trebuie exclusă deci ipoteza că ea reprezintă un important petic de rabotaj de origine infrabucovinică, antrenat la baza pinzei bucovinice.

În Munții Maramureșului, cea mai mare parte a formațiunilor metamorfice aparținînd pinzei sub-bucovinice aparțin „complexului” de Vaser care ar putea fi echivalat (Zincenco, 1982) parțial și cu seria de Tulgheș și cu seria de Rebra (limita între cele două serii s-ar plasa în baza cuarțitelor de Gliganu). Respectarea schemei generale stabilite pentru unitățile prealpine ar impune trasarea unui contact tectonic la baza cuarțitelor menționate, contact ce ar explica și lipsa pinzei de Pietrosul Bistriței în bazinul Vaser sau cel puțin a gnaiselor porfiroide de Pietrosu; acestea din urmă, în schimb, se găsesc în Valca Ruscovei și în pinza sub-bucovinică (Balintoni, fide Săndulescu et al., 1981).

O particularitate a metamorfitelor ce alcătuiesc pinza sub-bucovinică este prezența formațiunilor carbonifere inferioare, preponderent carbonatice, reprezentate de seria de Țibău (Bercia et al., 1971, 1976). Ea acoperă discordant atît seria de Tulgheș, cît și seria de Rebra și „complexul” de Vaser. Deși unele aflorimente atribuite seriei de Țibău (în versantul drept al Văii Bistriței) au fost considerate ca aparținînd seriei de Rebra (Balintoni, date inedite), există totuși zone în care această serie se individualizează ca o serie paleozoică atît prin poziția geometrică, cît și prin faptul că suportă direct depozite mezozoice. Rocii atribuite seriei de Țibău se găsesc antrenate și ca petice de rabotaj pe planul pinzei bucovinice (Valea Putnei, Delnița).

Așezarea discordantă a seriei de Țibău pe diferite formațiuni aparținînd pinzelor intracutanate prealpine ar constitui un argument (Kräutner, 1980) pentru vîrsta precarboniferă inferioară a acestora.

Problema este încă nerezolvată, întrucât s-ar putea ca și la baza seriei de Țibău să se fi format un plan de alunecare tectonică (de compresiune) contemporan cu planele pînzelor intracutanate, vîrsta acestora putînd fi deci mai nouă, probabil legată de faza sudetă. Sub acest aspect, menționăm că atribuirea șariajului pînzei de Rarău și a pînzelor intracutanate unei faze hercinice tîrzii (faza saalică — Balintoni et al., 1981), este puțin probabilă din mai multe motive, și anume :

— seriile sedimentare bucovinică și sub-bucovinică, posterioare șariajelor prealpine, debutează cu formațiuni breicioase (breciile de Hăghimaș) atribuite Permianului (Mureșan, 1970) sau chiar Carboniferului superior (Săndulescu, 1975a, b) ;

— fazele hercinice tîrzii nu sînt cunoscute decît în zonele externe sau foarte externe ale catenelor hercinice din Europa, aria în care s-au format pînzele prealpine din Dacidele mediane neincadrîndu-se în acestea.

**Formațiunile mezozoice și discordanțele preparoxismale.** Seria sedimentară sub-bucovinică se caracterizează prin grosimea foarte redusă și prin numeroase lacune ; ea reprezintă o serie tipică de rid (sens Aubouin).

Ca și pentru pînza bucovinică, este greu de stabilit caracterul de autohton sau de pînză intracutanată a seriei de Rebra și deci a pînzei prealpine de Rodna. În orice caz, dacă s-a format această pînză intracutanată, planul ei de forfecare a fost reluat de planul pînzei sub-bucovinică.

În raport cu seria sedimentară bucovinică, se remarcă asemănarea generală a litostratigrafiei Triasicului. În schimb, în pînza sub-bucovinică este de subliniat prezența depozitelor permieni, care lipsesc în general în pînza bucovinică. Diferențe însemnate se înregistrează între cele două pînze în litofaciesurile depozitelor jurasice și neocomiene (fig. 80).

Discordanțele ce au putut fi înregistrate în succesiunea sedimentară sub-bucovinică se plasează în baza Triasicului, a Toarcianului, a Doggerului și în baza Neocomianului. Este dificil de stabilit dacă este cazul unor discordanțe unghiulare sau simple, dar ele sînt însoțite de eroziuni importante și foarte probabil de lacune de depunere. În acest sens, remarcăm lipsa Triasicului superior, caracter general pentru pînzele Dacidelor mediane.

Argumente indirecte, rezultate din observațiile făcute asupra unor petice de rabotaj provenite din pînza sub-bucovinică, așa cum este cel de la Gura Dămucului (Săndulescu, 1975a), ar pleda pentru existența unor deformări tectonice de compresiune ce s-ar fi format înainte de acoperirea tectonică a pînzei sub-bucovinică de către cea bucovinică. Aceste deformări ar fi posterioare Neocomianului și s-ar corela cu cele preapțiene (sau intrabarremiene) din domeniul bucovinic.

**Peticele de rabotaj sub-bucovinică.** În fruntea pînzei bucovinică au fost recunoscute (Săndulescu, 1967, 1972, 1975a, 1981a ; Vodă, Vodă, 1982 ; Vodă, 1982) numeroase petice de rabotaj, alcătuite din roci apar-

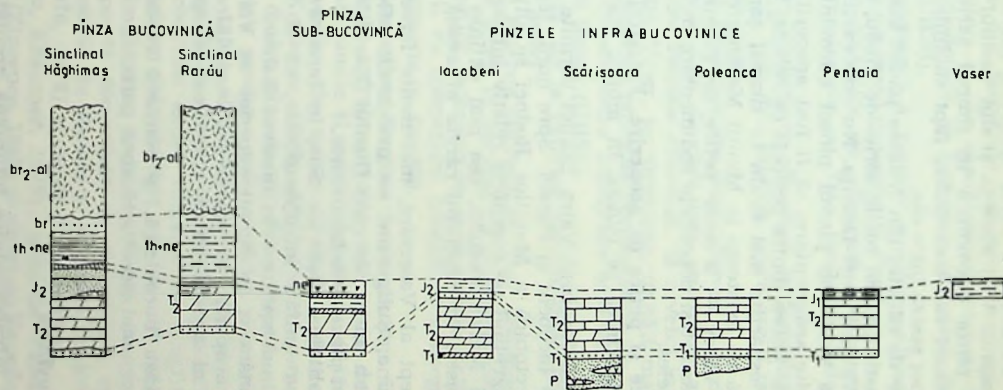


Fig. 80. Coloane litostratigrafice comparative între pinzele central-est-carpatice.



ținând seriei sedimentare mesozoice sub-bucovinice. Cele mai importante sînt cele de la Gura Dămucului, Bîtea Rotundă (nord Toșorog), din bazinul Văii Borca, bazinul Văii Holdița și din bazinul Văii Ostra. Ele au fost antrenate de pinza bucovinică în timpul șariajului și provin din arii diferite ale pinzei sub-bucovinice, fapt subliniat de unele diferențe litofaciale ce se pot sesiza între ele.

În afara petecelor de rabotaj din fruntea pinzei bucovinice, trebuie menționate și cele constituite din rocile seriei de Țibău, care se întîlnesc mai ales în regiunea Valea Putnei-Delnița. Nu este exclus ca petecile de rabotaj situate mai la vest, sub planul pinzei bucovinice, cu serie de Țibău, dar fără depozite sedimentare, să fi fost acoperite inițial de formațiunile mesozoice ale unora dintre petecile de rabotaj din fruntea pinzei, de care au fost despărțite mai tirziu în timpul șariajului acesteia. Situația este subliniată de existența în Munții Maramureșului — în versantul drept al Văii Vaser — a unor petece de rabotaj în care peste seria de Țibău s-au păstrat și depozitele sedimentare mezozoice, în poziție discordantă bineînțeles.

**Ferestre tectonice și petece de acoperire.** Ferestrele tectonice deschise în pinza sub-bucovinică se cunosc în munții Bistriței, Dornei și Maramureșului.

Fereastra tectonică Iacobeni-Vatra Dornei permite aflorarea pinzei infrabucovinice de Iacobeni și Panaci. Spre nord, fereastra tectonică Rusaia și fereastra tectonică a Munților Rodnei se situează la sud de falia Dragoș Vodă, dezvelind pe suprafețe relativ întinse unitățile infrabucovinice. În Munții Maramureșului, cea mai extinsă fereastră tectonică este fereastra Vaser, în cuprinsul căreia aflorează cea mai de jos unitate infrabucovinică.

În versantul drept al Vaserului, mai multe ferestre tectonice — Ștevioara, Lostun, Făina, Șuligu etc. — marchează aflorarea unităților infrabucovinice, dar și a unora din zona flișului (Dacidelor externe) toate fiind deschise în corpul pinzei sub-bucovinice.

La nord de localitatea Vișeu de Sus, în fereastra Valea Peștilor aflorează de asemenea unități infrabucovinice, ca și în semifereastra Tomnatec, ce se continuă spre est în masivul Rahov.

Pe teritoriul românesc, în cursul superior al Văii Repedea, aparent ca un petec de acoperire al pinzei sub-bucovinice, aflorează de fapt un cap tectonic al acestei pinze, care încheie spre nord semifereastra Tomnatec.

Ca și pentru pinza bucovinică, se remarcă erodarea diferențiată a pinzei sub-bucovinice, mai accentuată spre partea de nord-vest a Dacidelor mediane.

### **Pinzele infrabucovinice**

Analiza pinzelor infrabucovinice întîmpină greutăți obiective datorită faptului că acestea aflorează discontinuu, putînd fi cercetate doar în cîteva ferestre tectonice. Din acest motiv corelarea unităților infrabu-

covinice este încă ipotetică și se bazează pe argumente în mare parte indirecte. Punctele de sprijin în corelarea unităților infrabuconinice sînt seriile mezozoice din ferestrele tectonice Iacobeni-Vatra Dornei, Vaser, Ștevioara și Pentaia și din semifereastra tectonică Tomnatec. Se mai poate lua în considerare și fereastra tectonică de pe Valea Tisei din masivul Rahov (URSS).

Analiza comparată a tuturor seriilor sedimentare infrabuconinice conduce la cîteva concluzii generale, și anume :

— unitățile tectonice ce află în fereastra Vaser (unitatea Vaser) și în fereastra de pe Tisa (unitatea Belopotok) sînt cele mai externe ;

— pinza de Iacobeni ce află în fereastra Iacobeni-Vatra Dornei este una dintre cele mai interne, adică are o poziție superioară între pinzele infrabuconinice ;

— pinza de Poleanca are doar aparent o poziție mai externă decît cea din Petriceaia, față de care este paleogeografic mai internă ;

— în fereastra Pentaia află, la nivelul inferior, o unitate echivalentă cu cea din Vaser, iar deasupra, unități mai interne decît aceasta, dar mai externe decît pinza de Petriceaia ;

— peticul de acoperire Stinișoara este un echivalent al pinzei de Rozis din masivul Rahov (URSS).

În consecință, de la exterior spre interior, pinzele infrabuconinice sînt caracterizate astfel :

— unitățile externe cuprind secvențe sedimentare lipsite de depozite triasice, care încep în general cu Jurasicul inferior sau mediu ;

— spre interior, succesiunile sedimentare infrabuconinice se completează mai întîi cu formațiuni triasice și concomitent sau ulterior și cu formațiuni permieni (v. fig. 80).

**Seriile metamorfice.** Singura serie metamorfică precambriană cunoscută în unitățile infrabuconinice este seria de Bretila. Din acest motiv, ele au fost numite și unități bretiliene (Săndulescu, 1972, 1975b), corespunzînd grupului de unități dorneene (Bercia et al., 1971) sau maramureșene (Kräutner, 1972). Atribuirea metamorfitelor din pinza de Iacobeni — una dintre pinzele infrabuconinice — seriei de Rebra (Bercia, Bercia, 1970) a produs unele confuzii și corelări greșite (Mureșan, 1976 ; Balintoni, 1981). Cercetări recente (Balintoni, date inedite) au arătat că și pinza de Iacobeni cuprinde metamorfite aparținînd seriei de Bretila ; se restituie astfel unitatea de constituție a cristalinelor precambrian infrabuconinic de care s-a amintit mai sus.

În ferestrele Rusaia, Rodna și Valea Peștilor (Vișeu), seria de Bretila este acoperită discordant de formațiuni epimetamorfice paleozoice, cum sînt seriile de Rusaia și Repedea, ordovician-siluriene (Ilieșcu, Kräutner, 1976, 1978) și seria de Cimpioasa, devonian-carboniferă inferioară (Ilieșcu, Kräutner, 1975) ; seria de Valea Peștilor este probabil un echivalent (Zincenco, 1982) al seriei de Repedea.

Unitățile în care află seriile metamorfice paleozoice au fost stabilite în fereastra Rodna (Kräutner, 1968, 1972, 1980) și sînt în ordine,

de jos în sus, unitățile de Anieș, de Stiol și de Valea Vinului. În fereastră Rusaia află unitatea de Valea Vinului, iar în cea de pe Valea Peștilor unitatea de Anieș sau de Stiol. Aceste unități sînt lipsite de depozite mezozoice, fapt care ar putea constitui un argument în sprijinul vîrstei prealpine a șariajului lor, caz în care ar putea fi contemporane pînzei de Rarău (v. fig. 75). N-ar fi exclus ca după terminarea șariajului unitatea superioară să fi fost acoperită de depozite mezozoice și ca acestea să fi fost complet erodate. Ele ar fi trebuit să prezinte faciesuri interne, apropiate de cele din pînzele de Polcanca sau Iacobeni.

**Formațiunile sedimentare.** Unul din caracterele specifice ale sedimentarului infrabuconic este litofaciesul bituminos-sulfuros al formațiunilor carbonatice mediotriasice, constituit din calcare sau dolomite. Sub acest aspect, Triasicul mediu din pînzele central-est-carpatic prezintă două litofaciesuri majore :

— cel dolomitic masiv al pînzelor buconică și sub-buconică ; acestui grup litofacial i se pot asocia jaspuri ;

— cel carbonatic-bituminos, în general bine stratificat, fără jaspuri, caracteristic pînzelor infrabuconice.

O altă trăsătură specifică unora dintre pînzele infrabuconice este asocierea rocilor vulcanice cu depozitele permene (atunci cînd ele apar în unitatea respectivă).

De la exterior spre interior, succesiunile caracteristice fiecărei unități infrabuconice pot fi stabilite după cum urmează.

**Unitatea de Vaser-Belopotok.** Cu caracter autohton sau parautohton, această unitate este lipsită de depozite triasice. Formațiunile jurasice (v. fig. 80) sînt metamorfizate (Bizova et al. 1971 ; Zinenco, 1982); succesiunea se încheie (în masivul Rahov-URSS) cu formațiunea de Dovgorun, metamorfozată, ce urcă probabil pînă în Cretacicul inferior.

**Unitatea de Pentaia.** Această unitate, care ar putea reprezenta doar un solz cu dezvoltarea restrînsă, cuprinde depozite triasice medii, calcaroase, în care sînt intercalate silluri de bazalte și tufuri bazice. Jurasicul reprezentat numai prin nivelele sale inferioare este asemănător unității de Vaser (v. fig. 80).

**Pinza de Iacobeni.** Situată mult spre sud, această unitate tectonică este greu de corelat cu cele din Munții Maramureșului. Lipsa depozitelor permene nu o plasează printre unitățile cele mai interne. Peste Triasicul mediu, dolomitic-bituminos, se mai cunosc depozite mediojurasice grezo-calcaroase și tithonice marnocalcaroase.

**Unitatea de Panaci.** Este greu de corelat, întrucît singurele depozite cunoscute sînt cele permene ; ea este inferioară pînzei de Iacobeni.

**Unitatea de Petriceaia.** Secvența triasică medie este predominant calcaroasă, cu nivele sau noduli dolomitici, fiind prezente și în această unitate calcarele stratificate bituminoase, ca și depozitele permene.



*Unitatea de Poleanca.* Caracteristic este Permianul bine dezvoltat, cu roci eruptive acide, și Triasicul calcaros, cu nivele bituminoase. Se pare că această unitate este cea mai internă în ansamblul unităților infrabucovinice din Munții Maramureșului.

*Peticul Stinișoara.* Aparține unității de Rozis, care a fost distinsă mai întâi (Hain et al., 1968; Bizova et al., 1971) în masivul Rahov. Triasicul mediu calcaros-dolomitic acoperă gresii werfeniene masive; Permianul (?), slab metamorfizat, este șistos-vărgat, trăsătură litofacială specifică acestei unități.

În afara unităților menționate, în ferestrele Ștevioara (Munții Maramureșului) și Barnar (Munții Bistriței) află elemente infrabucovinice pentru care corelarea cu unitățile enumerate mai sus nu este ușor de stabilit.

**Petice de rabotaj infrabucovinice.** Petice de rabotaj aparținând pinzelor infrabucovinice nu au fost identificate în multe locuri, deși poate o parte din micile unități infrabucovinice din Munții Maramureșului (Poleanca, Pentaia, Stinișoara, fereastra Ștevioara, marginea nord-estică a ferestrei Vaser) ar putea fi asemuite unor petice de rabotaj de mari dimensiuni.

În fruntea pinzei bucovinice — la nord de Sadova, la Măgurele — se cunosc formațiuni triasice, tithonice și neocomiene, ce formează mai multe petice de rabotaj și care aparțin unităților infrabucovinice (Săndulescu, 1973a, 1976b): elemente infrabucovinice asemănătoare ca alcătuirea (la nivelul Triasicului mediu și al Cretacicului inferior) află în fereastra Ștevioara, prinse între pinza sub-bucovinică și pinza de Ceahlău.

Ca un petic de rabotaj, de dimensiuni mari, a fost interpretată și unitatea de Argestru (Bercia, Bercia, 1970), contestată de curând ca unitate independentă (Balintoni, date inedite) și atașată bazei pinzei sub-bucovinice. Admițând ipoteza conform căreia seria de Argestru ar fi paleozoică, ea ar aparține, conform poziției geometrice, domeniului infrabucovinic și ar trebui să provină dintr-una din unitățile interne în care sînt cunoscute formațiuni de această vîrstă.

#### **VIRSTA ȘI SUCCESIUNEA ȘARIAJELOR PINZELOR CENTRAL—EST-CARPATICE**

Cuvertura post-pinză sau post-tectogenetică, ce acoperă discordant pinzele central-est-carpatică, debutează cu depozite conglomeratice sau grezoase, masive. În general se admite că ele cuprind Vraconianul și/sau Cenomanianul; în unele sectoare ar putea fi admisă și vîrsta albiană terminală, deși nu există argumente directe în acest sens. În orice caz, nu se poate stabili vreo legătură directă între grosimea depozitelor în discuție și vîrsta lor.

Cele mai noi formațiuni cunoscute în pinzele central-est-carpatică, și anume în pinza bucovinică, aparțin Albianului (Mutihac, Bra-

tu, 1965 ; Săndulescu J., 1967). În consecință, cel puțin pentru pinza bucovinică vîrsta șariajului este intra-albiană sau albiană terminală.

Pentru unitățile inferioare pinzei bucovinice, în speță pinza sub-bucovinică și pinzele infrabucovinice, intervalul de timp în care s-ar fi putut produce șariajul este mai mare, fiind cuprins între Barremian și sfîrșitul Albianului. Fiindcă în unele ferestre tectonice cunoscute în Munții Maramureșului (Ștevioara, Făina) pinza sub-bucovinică acoperă formațiuni de fliș ce urcă pînă în Apțian sau eventual în Albian (flișul de Vinderelu sau flișul de Corbu), se poate admite și pentru această pinză vîrsta albiană sau apțiană terminală. Pinzele infrabucovinice au fost șariate și parțial erodate înainte de a fi acoperite de pinza sub-bucovinică ; ele pot fi apțiene sau chiar intrabarremicne, deci cele mai vechi din sistemul central-est-carpatic.

Din menționarea vîrstei pinzelor central-est-carpatic se poate deduce destul de ușor succesiunea punerii lor în loc. Ea s-a realizat de la exterior spre interior (deci invers vergenței pinzelor) și demonstrează de fapt că pinzele de soclu din Dacidele mediane ale Carpaților Orientali s-au format prin subșariaj succesiv, începînd cu unitățile cele mai estice, adică cu cele infrabucovinice. Acest mod de a interpreta succesiunea proceselor de șariaj care au generat pinzele central-est carpatice are avantajul de a explica o sumă de situații, și anume :

— dezvoltarea foarte discontinuă a pinzelor infrabucovinice sub pinza sub-bucovinică din cauza intervenției proceselor de eroziune după formarea pinzelor infrabucovinice și înainte de acoperirea lor de către pinza sub-bucovinică ;

— existența unor petice de rabotaj aparținînd pinzelor infrabucovinice în fruntea pinzei bucovinice ; smulgerea acestor petice a fost posibilă prin erodarea parțială a pinzei sub-bucovinice înainte de a fi acoperită de pinza bucovinică (fig. 81) ;

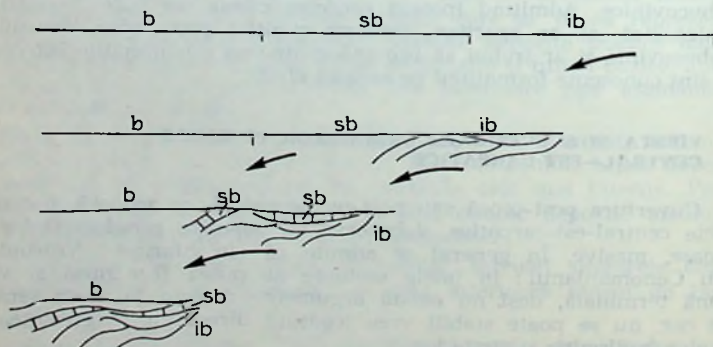


Fig. 81. Succesiunea de punere în loc a pinzelor central-est-carpatic: b - pinza bucovinică ; sb - pinza sub-bucovinică ; ib - pinzele infrabucovinice.

— lipsa formațiunilor aptiene, dar mai ales a celor albicne din succesiunea sedimentarului infrabucovinic și sub-bucovinic.

Începerea proceselor de șariaj al pînzelor central-est-carpatică încă de la sfîrșitul Barremianului sau cel mai tîrziu din Aptianul inferior se corelează — așa cum se va arăta mai departe — cu începutul obducției pînzelor transilvane care, în parte, a putut fi chiar mai veche. În orice caz, punerea succesivă în loc a pînzelor central-est-carpatică s-a făcut în timpul unui interval tectogenetic și a comportat mai multe momente (sau faze) tectogenetice apropiate în timp și separate de perioade de eroziune, mai mult sau mai puțin importante și extinse.

### PÎNZA GETICĂ ȘI PÎNZELE SUPRAGETICE

Conturarea pînzei getice de către Murgoci (1905, 1910) a deschis istoria descifrării structurii tectonice a Carpaților Meridionali. Remarcabil este faptul că, după cercetări numeroase, conturul de eroziune al acestei pînze a rămas pînă astăzi practic neschimbat. În această primă etapă, în segmentul sud-carpatic erau distinse două mari unități : pînza getică și autohtonul danubian, constituite din formațiuni metamorfice (cu care se asociază granitoide mai ales danubiene) și depozite sedimentare. Mai tîrziu au fost distinse încă două unități (sau grupe de unități) : pînzele supragetice (Streckeisen, 1934) și pînza de Severin (Codarcea, 1934, 1940). Multă vreme însă s-a considerat că în Carpații Meridionali există două mari domenii : domeniul getic în pînza (înglobînd și pînzele supragetice) și cel danubian autohton, între care se situează un element parautohton, reprezentat de pînza de Severin (Codarcea et al., 1961, 1968). În ultimele două decenii, importanța pînzelor supragetice a fost din nou evidențiată (Codarcea et al., 1967; Săndulescu, 1970, 1975b, 1976a; Săndulescu et al., 1974, Krätner, 1980) și, în plus, în fruntea lor au fost distinse (Săndulescu, 1975; Năstăseanu, 1978) unități independente, ca pînza de Sasca-Gornjak și pînza de Reșița, constituite numai din formațiuni sedimentare. Existența acestor pînze de acoperire subliniază faptul că șariajele supragetice sînt de amploare.

Legătura ce se poate face între pînzele central-est-carpatică din Carpații Orientali și unitățile distinse în Carpații Meridionali arată că primele sînt echivalente cu pînza getică și cu pînzele supragetice (Săndulescu, 1975b, 1976a).

Sub acest aspect, zona curburii interne a Carpaților românești reprezintă zona de racordare a unităților din cele două segmente ale Dacicilor mediane. Racordarea — așa cum se va arăta — întîmpină unele dificultăți, în primul rînd datorită faptului că la sud de culoarul Vlădeni (care separă geografic Dacidele mediane din Munții Peșani de cele care aflorază în Munții Făgăraș și Țara Birsei) depozitele mezozoice sînt puternic erodate, lipsa sau raritatea lor împiedicînd uneori



corelări mai detaliate. În unele privințe există dificultăți și în corelarea formațiunilor metamorfice și a structurii prealpine, deși acest aspect este mai puțin determinant.

### **Pinza getică**

Dintre toate unitățile șariate ale Dacidelor mediane, și chiar ale celorlalte grupe de unități carpatice, pinza getică are cea mai mare arie de aflorare. Adăugând și suprafețele care au fost erodate — între peticele de acoperire și conturul de eroziune al pinzei —, pinza getică se conturează ca o mare carapace, constituită din formațiuni cristaline acoperite de depozite sedimentare, șariată deasupra unității danubiene și antrenând în baza și în fruntea ei pinza de Severin.

Datorită eroziunii, depozitele sedimentare ale pinzei getice sînt restrinse la cîteva zone mai importante, și anume: Brașov-Dîmbovicioara, Vinturarița, Hațeg și Reșița-Moldova Nouă. În rest, formațiunile cristalofiliene aflorază pe arii largi în munții Sebeșului, Cîbinului, Căpățîinii, Semenicultui, Leaota etc.

**Seriile cristalofiliene și structura prealpină.** Partea principală a cristalinului getic este constituită din formațiunile mezometamorfice precambriene superioare ale seriei de Sebeș-Lotru, cu o litostratigrafie și o istorie metamorfică complexe (Bercia, 1975; Savu, 1975; Hârtoșanu, 1975; Savu et al., 1978 a; Krăutner, 1980 etc.). În afara elementelor structurale legate de momentele metamorfice și/sau de retro-morfism și care sînt de ordinul structurilor micro- sau mezotectonice, în cuprinsul seriei de Sebeș-Lotru nu au fost puse în evidență pînă în prezent deformări prealpine de mare amploare. Ar face excepție ipoteza conform căreia în seria de Sebeș-Lotru din sudul Munților Poiana Ruscăi s-ar recunoaște un mare flanc invers (Maier et al., 1975), fără îndoială prealpin, deoarece formațiuni mezozoice se așază discordant peste această structură, care ar implica și alte formațiuni precambriene superioare mai noi.

Desigur că privind tectonica prealpină, și chiar foarte veche, precambriană, s-ar putea pune problema secvenței groase, amfibolitice, situată relativ în mijlocul seriei de Sebeș-Lotru. Recent (Savu et al., 1982), aceste amfibolite au fost asimilate cu un ansamblu ofiolitic, precambrian. Dacă această echivalare este valabilă (fapt care ar trebui eventual aprofundat), atunci poziția lor ar putea fi considerată ca tectonică, ele formînd o pinză de obducție de mari dimensiuni; vîrsta acestei pinze ar fi precambriană și ar trebui să fi fost pusă în loc înaintea metamorfismului. Desigur, gradul de nedeterminare a acestei ipoteze este foarte mare. De fapt, este problema tuturor ansamblurilor amfibolitice situate în cuprinsul seriilor metamorfice, care ar putea fi asimilate cu unele complexe ofiolitice vechi (precambriene sau paleozoice, după vîrsta seriilor în care sînt cuprinse). Fără îndoială că pot fi aduse și alte explicații pentru aceste secvențe cu caracter bazic (ca de

exemplu, mari pinze de lavă de tip trappe), ce se extind pe arii relativ întinse și ar fi generate în timpul evoluției premetamorifice. Cercetări detaliate, geochimice în primul rând, vor trebui să aducă mai multă lumină în această problemă.

Seria de Sebeș-Lotru este acoperită în unele zone de formațiuni mai noi, de asemenea precambriene superioare, care urcă probabil și în Paleozoicul inferior (Cambrian ?!), metamorfозate în faciesul șisturilor verzi, cunoscute sub diferite nume (vezi Kräutner et al., 1981) și care debutează cu un complex bazic. Și în acest caz — poate mai clar decât precedentul — s-ar putea avea în vedere o pinză de obducție premetamorfică cu ofiolite în bază (reprezentate de secvența vulcano-sedimentară bazică), acoperite normal de secvențele terigene sau calcaro-terigene de deasupra. Desigur că și de această dată se pot avea în vedere și alte ipoteze pentru explicarea succesiunilor.

Posibilitatea existenței unor șariaje prealpine poate fi presupusă și în Munții Leaota, tot în cuprinsul pinzei getice. În ultimul timp s-a discutat (R. Dimitrescu, Gh. Dinică, I. Gheucă) foarte mult și în contradictoriu, despre poziția, natura și geneza granitului de Albești. Acesta, pe lângă faptul că are o formă de zăcămint mai mult sau mai puțin tabulară, se găsește situat geometric aproximativ la același nivel deasupra seriei de Voinești (probabil un echivalent parțial al seriei de Sebeș-Lotru) și sub seria de Leaota (grupînd ceea ce s-a separat ca serii sau formațiuni de Lerești și de Călușu-Tămășel). Aproximativ la același nivel s-au găsit (Dimitrescu, 1978 ; Dinică, Gheuca — date inedite) eclogite. Atît granitele de Albești, cît și eclogitele sînt cantonate într-o secvență cu amfibolite (denumită recent formațiunea de Bughea-Dinică, Gheuca, date inedite). Acceptînd existența unui plan de șariaj la baza formațiunii de Bughea și deci în acoperișul seriei de Voinești, s-ar regăsi situația din celelalte zone ale pinzei getice (vezi mai sus) și s-ar explica mai ușor atît prezența eclogitelor, cît și a granitelor de Albești.

Particularitatea pinzei prealpine (paleozoică inferioară) ce s-ar putea recunoaște în acoperișul seriei de Sebeș-Lotru, în raport cu pinzele prealpine descrise în cristalinul pinzelor central-est-carpatiche, este că prima reprezintă o pinză de obducție premetamorfică, în timp ce celelalte sînt pinze de forfecare sau intracutanate postmetamorifice.

În continuare, avînd în vedere că pinza getică are o poziție asemănătoare cu pinzele infrabucovinice, s-ar putea pune problema dacă pinza de obducție premetamorfică nu s-ar putea recunoaște și la baza secvenței amfibolitice din seria de Repedea și a echivalentelor acesteia (seria de Valea Peștilor, de exemplu), mai ales că echivalarea (Kräutner, 1980) seriei de Sebeș-Lotru cu seria de Bretila pare a fi acceptabilă.

Desigur că prezența pinzelor prealpine este, deocamdată, mai puțin evidentă în cuprinsul cristalinului getic. Situația se poate datora unei cercetări incomplete în această direcție, precum și caracterului premetamorfic al acestui eventual șariaj care îl face mai greu sesiza-

bil. Fără îndoială, o considerăm o ipoteză ce se poate verifica prin cercetări ulterioare.

Granitoidele prealpine sînt puțin dezvoltate în cristalinul pînzei getice, mai ales dacă acesta este comparat cu cel danubian. Granitele de Sichevița, Poniașca și Buchin ce aflorază în Banat sînt cele mai mari corpuri intruzive cunoscute în pînza getică. Judecînd după caracterul subsecvent al contactului lor în raport cu seriile metamorfice precambrian superior -cambriene, granitoidele sînt de vîrstă paleozoică inferioară, puse în loc după metamorfismul și deformarea metamorfitelor. Determinări de vîrstă izotopică (K/Ar, 250—310 Ma ; Rb/Sr, 250—272 Ma) confirmă aceasta, cel puțin pentru granitoidul de Sichevița.

**Formațiunile sedimentare și deformările preparoxismale.** Cele mai vechi depozite sedimentare din pînza getică sînt carbonifere superioare, iar cele mai noi, sînt cretacice superioare. Între aceste două extreme se mai recunosc cîteva secvențe separate de discordanțe simple sau unghiulare.

Depozitele sedimentare paleozoice superioare ale pînzei getice s-au păstrat în zona Reșița-Moldova Nouă și sînt reprezentate de molasa hercinică carbonifer superior-permiană inferioară (Antonescu, Năstăseanu, 1977 ; Năstăseanu, 1979b), grezo-conglomeratică, cu cărbuni. Ele sînt găzduite de zona de sedimentare cea mai internă a pînzei getice (făcînd abstractie de pînzele de Sasca-Gornajak și de Reșița). Spre exterior, se mai recunosc doar cîteva puncte unde sînt citate depozite permiene, și anume în partea de nord-est a peticului Godeanu și eventual la Holbav. Molasa hercinică este urmată de o lacună ce corespunde cel puțin unei discordanțe simple.

Triasicul este puțin cunoscut în pînza getică ; cel mai bine este dezvoltat în zona Brașov, unde cuprinde doar depozite eotriasice (și permiene ?) și mediotriasice, urmate de prima discordanță unghiulară cunoscută în domeniul getic (fig. 82), situată la baza Jurasicului inferior (dezvoltat în facies de Greston). Suprafața restrînsă în raport cu cea a pînzei getice, pe care se poate pune în evidență discordanța preliasică, nu permite generalizarea ei, mai ales că în tot restul ariei pînzei getice (la nord de Dunăre) nu se mai cunosc depozite triasice în culcușul celor eojurasice.

După sedimentarea terigenă-paralică din Jurasicul inferior și terigen-calcaroasă, încheiată cu nivele silicioase (jaspuri, calcare cu

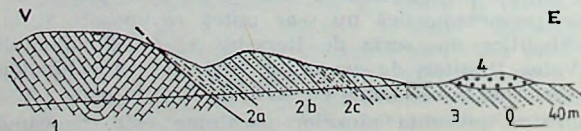


Fig. 82. Discordanță unghiulară preliasică (masivul Postăvaru):  
1 - calcare de Guttenstein; 2a, b, c, - Liasic; 3 - Jurasic mediu; 4 - conglomerate de Postăvaru.



silex etc.) din Jurasicul mediu, în Jurasicul superior și Cretacicul inferior se instalează condiții de sedimentare carbonatică predominant neritică, dar și cu perioade de tip pelagic (Răileanu et al., 1964; Năstăseanu, 1964, 1979b; Stillă, 1979; Boldur et al., 1969; Patrulius, 1969; Săndulescu, 1964, 1967). Prima discordanță mai înseamnă, ce se recunoaște pe tot cuprinsul pinzei getice, este prealbiană; ea corespunde unor evenimente tectogenetice care au determinat începutul șariajului getic, materializat în ceea ce Codarcea (1940) a denumit „prima fază getică”.

După „prima fază getică” sedimentarea este reluată în Albian sau Vraconian, avînd caractere molasice în partea frontală a pinzei pe care o și „sigilează” în zona Postăvaru-Bucegi; în ariile mai interne ale pinzei getice, Albianul este detritic, glauconitic. În linii generale, Cretacicul superior este terigen sau pelagic, cu episoade de tip fliș (Hațeg, Rusca Montană, Șopot — Pop, 1967, 1968; Dincă, 1917; Pop. et al., 1972 etc.; Brașov — Săndulescu, 1964, 1967; Ion, 1975, 1983; Olănești — Popescu, Patrulius, 1968; Boldur et al., 1970, Popescu et al., 1978), de grosime relativ mică și care apar la unul sau mai multe nivele; în bazinul Rusca Montană se cunosc și nivele de tip wildflysch (Strutinski, et al., 1983).

**„Prima fază getică” — deformările mezocretacice.** Deformările corespunzătoare intervalului tectogenetic mezocretacic au implicat evident și pinza getică, determinînd încălcarea mai mult sau mai puțin pronunțată a părții ei frontale peste sillonul dacicid extern (v. fig. 128). Modelul a fost imaginat de Codarcea (1940), care a considerat că aceasta reprezintă prima etapă a șariajului pinzei getice.

Vîrsta primei încălecări a pinzei getice se plasează după Apțianul inferior și înainte de sfîrșitul Apțianului superior, adică este intra-apțiană. Determinarea vîrstei încălecării ține seama de faptul că cele mai noi depozite cunoscute în pinza de Severin aparțin Apțianului inferior și că pe marginea masivului Leaota primele depozite comune pinzei getice și pinzei de Ceahlău (sigilînd contactul între acestea) sînt de vîrstă apțiană superioară (breția de Răciu — Patrulius, 1969); în masivul Bucegi, acest contact este acoperit apoi de conglomeratele de Bucegi. În marginea nordică a masivului Piatra Mare, fruntea pinzei getice aflorează în Muntele Bunloc. Depozitele jurasice getice încăleacă aici flișul barremian-apțian al pinzei de Ceahlău, încălcarea fiind acoperită de conglomeratele din sinclinalul Timișului, ce debutează probabil în Albian.

Vîrsta intra-apțiană a primului șariaj getic se înscrie în corelarea generală care se poate face între această pinză și pinzele infrabucovinice din Carpații Orientali, care sînt pinze puse în loc de asemenea la începutul intervalului tectogenetic mezocretacic.

În timpul primului șariaj getic, fruntea pinzei a suferit deformări, uneori destul de importante; ele pot fi observate în zona Brașov (Țara Birsei) (v. fig. 86). Depozitele cele mai noi implicate în aceste deformări (Săndulescu, 1964) sînt apțiene inferioare (marnele de Brașov), iar

formațiunile discordante ce acoperă structurile formate sint vraconiene sau albiene terminale (conglomeratele de Postăvaru).

Încălecarea intra-apțiană a părții frontale a pinzei getice este marcată și de existența unor klippe sedimentare, înglobate în depozite apțiene superioare (Patruțiu, 1969) aparținind pinzei de Ceahlău, adică sillonului dacic extern. Litofaciesul depozitelor jurasice și eocretacice (fig. 83) ce constituie aceste klippe este asemănător cu cel din partea frontală a pinzei getice.

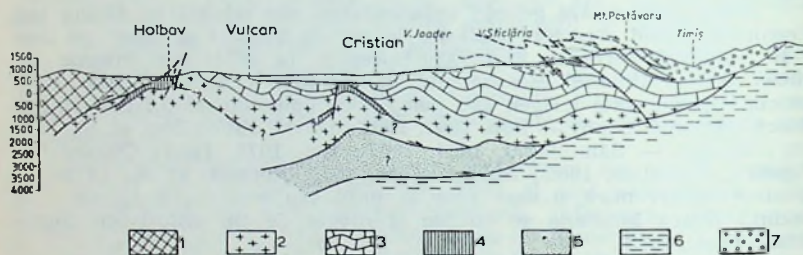


Fig. 83. Secțiune geologică în Țara Birsei:

1 - pinzele supragetice; 2 - formațiuni metamorfice; 3 - formațiuni mezozoice în unitatea de Brașov; 4 - formațiuni mezozoice în unitatea de Holbav; 5 - pinza de Baraolt; 6 - pinza de Ceahlău, 7 - conglomerate de Postăvaru.

*Unitatea de Holbav — digitație frontală mezocretacică a pinzei getice.* Deformările legate de „prima fază getică” au determinat încălecări destul de importante în fruntea pinzei, conducind, pe lângă imbricațiile și cutările menționate, la generarea unei unități relativ independente — unitatea de Holbav (Săndulescu, 1975, 1976). Ea aflorază într-o fereastră tectonică în împrejurimile localității Holbav și a fost interceptată și în foraje (fig. 83) mai la est de această fereastră.

Unitatea de Holbav este alcătuită din formațiuni metamorfice (serie de Leaota), acoperite de depozite eojurasice (în facies de Gresten și secvențe vulcano-sedimentare alcaline), urmate de gresii mediojurasice, calcare neojurasice și brezii calcaroase cretacice inferioare.

Lipsa depozitelor triasice, care sint prezente, în schimb, în unitatea de deasupra, aproprie unitatea de Holbav de pinzele infrabucovinice externe (cu care a și fost echivalată — Săndulescu, 1975, 1976). Această corelare explică în parte și amploarea încălecărilor din fruntea pinzei getice în zona de curbură a Carpaților românești, acolo unde se trece de la segmentul oriental la cel meridional al Dacidelor mediane. S-ar putea ca pe direcție — în lungul catenei — amploarea acestor încălecări frontale să diminueze, explicind lipsa lor la vest de Olt.

„Faza a doua getică” — șariajul principal laramic. Acoperirea tectonică a unităților danubiene de către pinza getică, purtind la baza ei pinza de Severin, a avut loc în general după Senonian. eventual după Senonianul inferior (cele mai noi depozite dovedite paleontologic la par-

tea superioară a Cretacicului danubian — Pop, 1973). Conturul de eroziune al pinzei getice este acoperit discordant de depozite noi, neogene, dar există câteva locuri în care depozite grezo-conglomeratice paleogene — în speță eocene —, situate în contact atît cu pinza getică, cît și cu unitățile danubiene, conțin galeți de roci getice și danubiene; este cazul depozitelor eocene din culoarul Bucova (la vest de Depresiunea Hațeg).

În judecarea vîrstei laramice a pinzei getice trebuie avută în vedere și situația de la curbura internă a Carpaților. Aici, urma planului de șariaj al pinzei este acoperit și „sigilat” de depozite neopliene și/sau albiene. Șariajul laramic nu a remobilizat planul mezocretacic, cel puțin în partea lui frontală. Deplasarea pinzei getice s-a făcut aici împreună și solidar cu pinza de Ceahlău — echivalentă cu pinza de Severin —, care a fost antrenată în fața și sub fruntea primeia (fig. 84). În acest fel problema vîrstei celui de al doilea șariaj al pinzei devine comună cu cea a șariajului pinzei de Ceahlău (și a pinzei de Severin, bineînțeles). Din datele cunoscute (Ștefănescu, 1976, 1978), pinza de Ceahlău este intrasenoniană, mai precis intracampaniană sau intramaas-trichtiană.

Se poate conchide că șariajul principal — al doilea — al pinzei getice este intrasenonian (superior ?), corespunzînd unei tectogeneze laramice timpurii. În acest context, depozitele neosenoniene din regiunea Olănești—Călimănești—Brezoi—Titești sînt posterioare șariajului getic și aparțin cuverturii post-pinză (post-tectogenetice), împreună, evident, cu cele paleogene și mai noi din aceeași regiune.

### Pinza de Sasca-Gornjak și pinza de Reșița

Distinse în Banat între pinza getică și pinzele supragetice, pinzele de Sasca-Gornjak și Reșița au particularitatea de a repre-

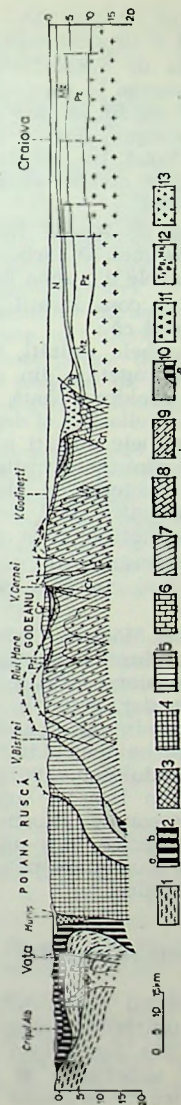


Fig. 84. Secțiune geologică transversală în Carpații Meridionali (între Craiova și Munții Metaliferi):

1 - pinzele dacice interne; 2 - pinzele transivamidice (a - pinzele de Gros și Cris, b - pinza de Tichero-Droca); 3 - unitățile de Căbești și Bogani; 4 - pinzele supragetice; 5 - pinza getică (formațiunii metamorfice); 6 - pinza getică (formațiunii amolite); 7 - pinza de Ceahlău, formațiunile intrasenoniene; 8 - pinza de Severin, formațiunile intrasenoniene; 9 - granit danubian; 10 - molasă paleogenă; 11 - molasă paleogenă; 12 - molasă paleogenă; 13 - soclul Platformei Moesice și avansata neogenă.



zenta pinze de cuvertură, diferite din acest punct de vedere atât de cea getică, cât și de cele supragetice (pinze de forfecare de soclu).

Pinza de Sasca-Gornjak (Sândulescu, 1975) este constituită — cel puțin în partea în care aflorează — din depozite triasice inferioare (terminale) și medii, la care se adaugă depozite jurasice în general condensate și lacunare, dar cu litofaciesuri apropiate de cele din zona Reșița-Moldova Nouă. La sud de Dunăre, în Serbia orientală, succesiunea acestei unități se completează în bază cu depozite permieniene (de tipul molaselor hercinice).

Pinza de Reșița (Năstăseanu, 1978) este constituită exclusiv din depozite de molasă carbonifere superioare și permieniene inferioare, de același tip cu cele din zona Reșița — Moldova Nouă.

Câteva considerații generale asupra acestor două pinze permit să se presupună că :

— ambele unități, fiind pinze de cuvertură, au fost rabotate de pinzele supragetice din aceeași zonă învecinată spre interior cu zona Reșița — Moldova Nouă, în care au fost sedimentate (sau păstrate după eroziunea preliasică) și depozite triasice ;

— ambele unități pot reprezenta părți ale aceleiași pinze, diferențele de conținut litostratigrafic datorându-se caracterului epigliptic ;

— caracterul de pinze de cuvertură accentuează amploarea șariilor supragetice, față de care aceste două unități (sau două părți ale aceleiași unități) ar juca rolul de imense petice de rabotaj.

Considerăm utilă sublinierea faptului că în fruntea pinzelor supragetice se mai cunosc asemenea unități cu caracter discontinuu și relativ înguste.

**Solzul Măgura Codlei.** În extremitatea estică a Munților Făgăraș, în fruntea pinzelor supragetice este antrenat un solz constituit din depozite sedimentare jurasice (fig. 86). Acest solz este șariat peste unitatea de Holbav, dar, având în vedere că este foarte probabil laramic (sau cel puțin reluat în șariajele de la sfârșitul Cretacicului), caracterul său epigliptic este evident. Litofaciesul depozitelor jurasice din solzul Măgura Codlei (Sândulescu, 1967) are afinități cu cele getice din zona Brașov (unitatea din Brașov, superioară unității de Holbav) ; el se deosebește atât de succesiunea litostratigrafică a unității de Holbav, cât și de a pinzelor supragetice. Într-un context general, solzul Măgura Codlei poate fi asimilat unui mare petic de rabotaj de origine getică, deplasat de pinzele supragetice.

### Pinzele supragetice

În vestul Banatului, în Munții Poiana Ruscăi și Munții Făgăraș aflurează unitățile supragetice ce constituie pinze de forfecare de soclu, alcătuite din formațiuni cristaline prealpine și depozite sedimentare paleozoice superioare și mezozoice, subțiri, cu multe lacune, formând câteva petice de eroziune de dimensiuni relativ reduse. Raritatea aflori-

mentelor cu depozite sedimentare supragetice se datorește mai ales eroziunii puternice pe care au suferit-o Carpații Meridionali în timpul Terțiarului, eroziune ce a afectat în primul rând unitățile superioare (supragetice).

Corelarea pinzelor supragetice în lungul lanțului muntos sud-carpatic este încă dificilă; din acest motiv, în parte, unitățile vor fi analizate succesiv în diferitele segmente ale catenei.

**Pinzele supragetice în Banat și Munții Poiana Ruscăi.** Conturul de eroziune al pinzelor supragetice este marcat în Banat de ceea ce se cunoaște sub denumirea de „linia Oravița” (Codarcea et al., 1961; Răileanu et al., 1964). La vest de aceasta se pot distinge trei pinze (Năstăseanu et al., 1981; Iancu, sub tipar): pinza de Moniom, pinza de Locva și pinza de Bocșa (în sensul exterior-interior sau inferior-superior).

Pinza de Moniom este constituită din formațiuni metamorfice (faciesul șisturilor verzi) paleozoice (medii?), șariate atît peste depozitele sedimentare ale pinzei de Reșița, cit și ale pinzei getice (zona Reșița-Moldova Nouă). Foarte îngustă și restrînsă, pe o lungime de aproximativ 15 km, pinza de Moniom este probabil doar o digitație frontală a pinzei de Locva.

Pinza de Locva este constituită, de asemenea, exclusiv din formațiuni cristalofiliene mezo- și epimetamorfice. Seria de Bocșița-Drîmoxa, mezozonală (Precambrian superior-Cambrian?) este acoperită de seria de Locva (Paleozoic inferior) și apoi de seria de Lescovița (Paleozoic mediu). În cuprinsul acestei pinze se presupune că există șariaje (intra-cutanate?) prealpine (Iancu, sub tipar) cel puțin la nord de Valea Carasului. Cu excepția unei mici porțiuni din zona Văii Bîrzava, conturul de eroziune al pinzei de Locva corespunde „liniei Oravița”.

Lipsa depozitelor mezozoice în pinzele de Moniom și de Locva ar putea sugera că aceste două unități — și în consecință și pinza de Bocșa — ar putea fi pinze prealpine care ar intra în constituția unei singure pinze supragetice, alpine, a cărei frunte ar fi marcată de „linia Oravița”. Luînd în considerare și datele cunoscute la sud de Dunăre, în Serbia orientală (unde pinza de Locva corespunde pinzei de Morava), se constată că pe această unitate s-au păstrat depozite mezozoice care evidențiază rangul de pinză alpină a unității de Locva.

Pinza de Bocșa este cea mai internă unitate supragetică din Banat. Formațiunile metamorfice prealpine sînt reprezentate de seria mezometamorfică de Bocșița-Drîmoxa. În pinza de Bocșa s-au păstrat și depozite sedimentare paleozoice superioare și mezozoice. Se cunosc depozite neocarbonifere (molasă hercinică), acoperite discordant de formațiuni carbonatice jurasic mediu-eocretacice, prezentînd probabil condensări și lacune mai greu de sesizat din cauza uniformităților litofaciale.

O problemă particulară o constituie apartenența structurală a metamorfitelor și depozitelor sedimentare din zona Valea Pai. În această arie, formațiunile mezometamorfice aparținînd seriei de Tilva Drenii (echivalentă probabil cu seria de Sebeș-Lotru) sînt acoperite de depozite carbonifere superioare care prezintă particularitatea de a fi asociate cu

roci eruptive acide (dacite — Russo-Săndulescu et al., 1978), necunoscute atât în pinza de Bocșa, cât și în pinzele de Reșița și getică. Urmează calcare jurasice medii, calcare urgoniene și marne roșii senoniene. Succesiunea litostratigrafică este particulară și fără să aibă un corespondent în celelalte unități din Banat, fapt care ar susține încadrarea cristalinelui și sedimentarului de la Valea Pai (și, de asemenea, a insulei cristaline de la Buziaș) într-o unitate tectonică diferită și mai internă decât pinza de Bocșa. Aceasta ar reprezenta un echivalent al masivului serbo-macedonian de la sud de Dunăre și ar constitui astfel cea mai internă unitate din cadrul Dacidelor mediane din Carpații Meridionali. Relațiile cu pinza de Bocșa sînt mascate de masivul banatic Bocșa. În schimb, în cuprinsul insulei cristaline Virșeț-Vărădia se pare că se pot presupune relații tectonice între pinza de Bocșa și formațiunile mai interne ale masivului serbo-macedonian, marcat de aflorarea formațiunilor mezo-metamorfice gnaisice („granitele“ de Virșeț).

Accidentul tectonic care împarte masivul intrusiv Bocșa în două părți diferite (Russo-Săndulescu et al., 1978) ar putea reprezenta ecoul fracturii care separă unitatea tectonică ce aflorază la Valea Pai de pinza de Bocșa, adică ar fi fractura ce mărginește la est masivul serbo-macedonian. În acest context, formațiunile gnaisice de la Tilva Drenii, ridicate în spinarea masivului intrusiv Bocșa 3, ar putea reprezenta vestigiile unui petec de acoperire al încălecării Masivului Serbo-Macedonian peste pinza de Bocșa.

În Munții Poiana Ruscă s-ar putea recunoaște o singură pinză supragetică, larg dezvoltată areal. Ea este constituită din formațiuni cristalofiliene mezometamorfice (seria de Sebeș-Lotru) și epimetamorfice paleozoice inferioare și medii („cristalinul“ de Poiana Ruscă) (Kräutner et al., 1969; Kräutner et al., 1981). Depozitele sedimentare cunoscute în cuprinsul acestei unități aparțin Albianului, Vraconian-Cenomaniului (strate de Deva) și Turonian-Senonianului (strate de Fornădia) care se așază transgresiv pe soclul cristalin și sînt în general neritice și relativ diferite de cele din masivul serbo-macedonian și/sau pinza de Bocșa. Este de remarcat, în schimb, că aceste depozite (cele neocretace) se regăsesc în poziție transgresivă pe marginea sudică a Apusenidelor meridionale, în speță a unităților din sudul Munților Metaliferi, inclusiv pe formațiunile ofiolitice.

Pinzei supragetice de Poiana Ruscă ar aparține și masivul cristalin Rapolt, situat la nord de Mureș. El este acoperit de formațiuni sedimentare neocretace (mai precis, senoniene), diferite de cele din masivul Poiana Ruscă.

Încercarea de a corela pinzele supragetice de o parte și de alta a Depresiunii Caransebeș este îngreuiată în primul rînd de raritatea depozitelor mezozoice în aceste pinze care ar permite o comparație mai strictă. În al doilea rînd, trebuie avut în vedere că sub Depresiunea Caransebeș — mai precis sub marginea sa orientală — se individualizează o fractură importantă (falia Lugoș-Zarand — Visarion, Săndulescu, 1979) care determină ridicarea compartimentului ei estic, deci al masivului Poiana



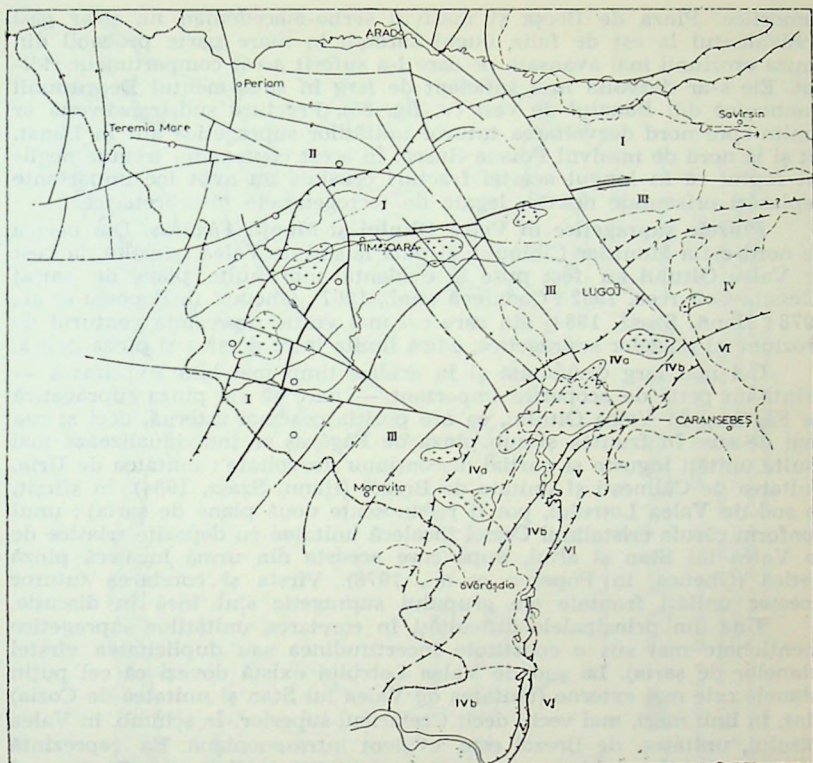


Fig. 85. Schița tectonică a Dacidelor mediane în Banat și subsasamentul Depresiunii Panonice (după Visarion, Săndulescu, 1979):

I - Transilvanide; II - Dacide interne (pinzele de Bihar); III - „masivul” serbo-macedonian; IV - pinzele supragetice (a - pinza de Boeşa, b - pinza de Locva); V - pinza de Reșița - Sasca; VI - pinza getică.

Ruscă. Mai la vest, sub marginea occidentală a Depresiunii Caransebeș, o altă fractură (fallia Buziaș-Arad) determină ridicarea compartimentului ei vestic, marcată de aflorarea masivului cristalin de la Buziaș (fig. v. 85). Ținând seama și de faptul că cele două fracturi pot avea un caracter compozit — în sensul că, pe lângă mișcările verticale în lungul lor, pot avea loc și deplasări orizontale — corelarea pinzelor supragetice din Banat și din Poiana Ruscă nu se poate face într-o manieră cilindristă.

Cea mai la îndemână corelare ar putea echivala pinza de Poiana Ruscă cu cea de Locva, ținând seama mai ales de caracterul seriilor me-

tamorifice. Pinza de Bocșa și masivul serbo-macedonian nu și-ar găsi echivalentul la est de falia Lugoj-Zarand, în mare parte probabil din cauza eroziunii mai avansate pe care l-a suferit acest compartiment rfdicat. Ele s-ar dezvoltă însă suficient de larg în subsasmentul Depresiunii Pannonică din Banatul de vest (v. fig. 85). Fractura sud-transilvană ar limita spre nord dezvoltarea tuturor unităților supragetice atât în Banat, cât și la nord de masivul Poiana Ruscă. În acest context nu trebuie neglijat faptul că în lungul acestei fracturi crustale au avut loc importante deplasări horizontale dextre, legate de tectogenezele mezocretacice.

**Pinzele supragetice în Valea Oltului și Munții Făgăraș.** Din partea de nord-est a Munților Cibinului și pînă la sud de Valea Lotrului, la vest de Valea Oltului au fost puse în evidență mai multe plane de șariaj (Dessila-Codarcea, 1962 ; Codarcea et al., 1967 ; Gheuca, în Popescu et al., 1978 ; Hann, Szasz, 1984) din care cel mai vestic reprezintă conturul de eroziune al pinzelor supragetice, adică limita între acestea și pinza getică.

Cel mai larg dezvoltată și în același timp mai bine exprimată — printr-un petic de acoperire important — pare să fie pinza supragetică de Făgăraș. În Valea Oltului, ea are poziția cea mai internă, deci și cea mai de sus. În fruntea și sub pinza de Făgăraș se individualizează mai multe unități înguste și parțial discontinuu dezvoltate : unitatea de Uria, unitatea de Călinești și unitate de Brezoi (Hann, Szasz, 1984). În sfîrșit, la sud de Valea Lotrului, pot fi recunoscute două plane de șariaj : unul conform căruia cristalinul Coziei incalecă unitatea cu depozite triasice de la Valea lui Stan și altul, după care aceasta din urmă incalecă pinza getică (Gheuca, în Popescu et al., 1978). Vîrsta și corelarea tuturor acestor unități frontale ale grupului supragetic sînt încă în discuție.

Una din principalele dificultăți în corelarea unităților supragetice menționate mai sus o constituie incertitudinea sau duplicitatea vîrstei planelor de șariaj. La sud de Valea Lotrului există dovezi că cel puțin planele cele mai externe (unitatea de Valea lui Stan și unitatea de Cozia) sînt, în linii mari, mai vechi decît Cretacicul superior. În schimb, în Valea Oltului, unitatea de Brezoi este evident intrasenoniană. Ea reprezintă foarte probabil o dublare neocretacică a unității de Cozia sau Făgăraș, al cărei contact frontal mezocretacic ar fi acoperit transgresiv de depozitele neocretacice din Bazinul Brezoi (fig. 86). Asemenea deformări neocretacice se pot urmări discontinuu și pe marginea sudică a cristalinului Coziei.

Unitățile de Călinești și Uria ar putea fi tot mezocretacice, în parte reluate în încăllecările laramice timpurii („a doua fază getică“).

O echivalare a pinzei de Făgăraș cu unitatea de Cozia, aceasta din urmă putînd reprezenta eventual o mare digitație frontală a primeia (fig. 86), ar simplifica imaginea pinzelor supragetice din bazinul Văii Oltului. Principala unitate supragetică ar reprezenta-o în acest caz pinza de Făgăraș, care ar avea în fața ei o digitație frontală (de Cozia) ce s-ar putea regăsi în peticul de Turnu Roșu. Unitatea de Brezoi ar constitui o complicație mai tîrzie a acestei mari pinze. Unitățile de Călinești și Uria ar reprezenta două pinze distincte sau două digitații ale aceleiași

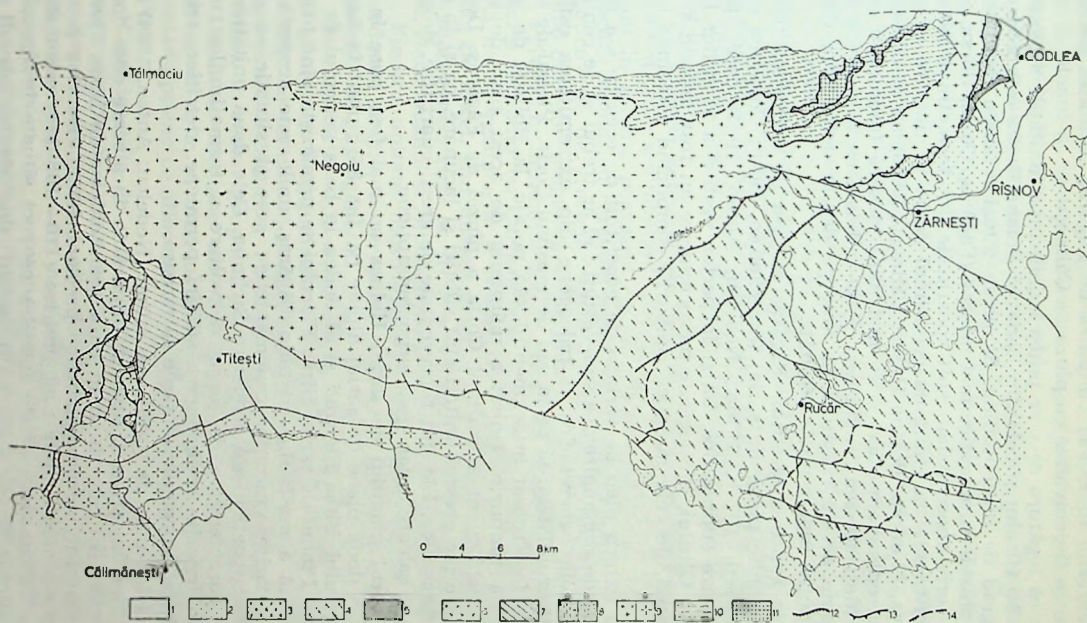


Fig. 86. Schița tectonică a Dacidelor mediane între Valea Oltului și Țara Birsei:

1 - formațiuni terțiare; 2 - formațiuni neocretacee; 3 - pinza getică; 4 - unitatea de Brașov-Dimbovicioara; 5 - unitatea de Dolhau; 6 - pinza de Uria; 7 - unitatea de Călinești; 8 - solzii de Poiana Mărului (a) și Măgura Codlei (b); 9 - pinza de Făgăraș (a - digitația Cozia); 10 - pinza de Birsa Fierului; 11 - pinza bucovinică (Strimba); 12 - șariaj mezocretacic; 13 - șariaj laramic; 14 - pinză intracutanată (prealpină).



pînze, fiind externe în raport cu pinza de Făgăraș. Unitatea de Valea lui Stan ar putea fi echivalată cu pinza de Călinești.

Desigur că legătura ce s-ar putea stabili între unitățile supragetice din bazinul Văii Oltului și cele din Banat și Poiana Ruscă este amendată de un înalt grad de incertitudine. Se poate totuși remarca faptul că în ambele zone pînzele supragetice mai interne (Făgăraș, Cozia, Bocșa, eventual masivul serbo-macedonian) sînt constituite din formațiuni mezometamorfice echivalente ca vîrstă cu cristalinul getic, în timp ce unitățile externe (Locva, Moniom, Poiana Ruscă, Călinești, Uria) au în constituția lor formațiuni epimetamorfice, și în mai mică măsură formațiuni mezometamorfice (deși acestea nu lipsesc). Fără îndoială că pentru corelarea unităților alpine aceste trăsături nu sînt pe deplin definitorii, dar, în parte, ele ar putea sugera unele afinități.

În partea estică a Munților Făgăraș au fost de asemenea puse în evidență mai multe plane de șariaj (Streckeisen, 1934; Codarcea et al., 1967; Săndulescu, 1975b, 1976a; Nedelcu, Anton, 1984) care aparțin grupului de pînze supragetice. Ca și în partea vestică a Munților Făgăraș și în Valea Oltului, încăleările mezocretacice au fost urmate și aici, cel puțin parțial, de cele laramice timpurii, complicînd imaginea structurală.

Cel mai extern plan de șariaj este constituit de ceea ce s-a numit falia Holbav și de pre.ungirea sa sud-vestică; el ar trebui să se continue pe sub depozitele neocretacice și paleogene din extremitatea estică a Depresiunii Brezoi-Titești și pe la sud de masivul Cozia. Planul de șariaj mezocretacic a fost reluat în segmentul său nordic, la Holbav, de tectogeneza laramică timpurie. Unitatea mărginită de acest plan de șariaj reprezintă un echivalent al unității Cozia a pinzei de Făgăraș. Depozitele sedimentare ale acestei unități sînt subțiri și lacunare, ca și în celelalte pînze supragetice. Ele sînt reprezentate de gresii cuarțitice, dolomite mediotriasice și calcare organogene urgonian-apțiene.

La interiorul planului de șariaj Holbav au mai fost puse în evidență cel puțin două plane de șariaj alpine (v. fig. 86): unul în bazinul superior al pîriului Bîrsa Fierului și al doilea la baza peticului de acoperire Strîmba. Planul de șariaj Bîrsa Fierului se urmărește pînă în marginea nord-estică a masivului cristalin Făgăraș, unde este acoperit discordant de depozite vraconian-cenomaniene; aceeași situație se poate accepta și pentru peticul de acoperire Strîmba. Cele două unități astfel definite sînt caracterizate de larga dezvoltare a formațiunilor metamorfice și de depozite sedimentare subțiri permieni, detritice, triasice medii, dolomitice și urgonian-apțiene calcaroase.

Un al treilea plan de șariaj este situat (Nedelcu, Anton, 1984) între cel de Bîrsa Fierului și de Holbav și implică în încălecare doar formațiuni metamorfice. El este situat în baza granitoidelor de Bîrsa Fierului, sau între formațiuni mezometamorfice precambriene. Vîrsta sa poate fi prealpină sau alpină. Vîrstele radiometrice (110—105 Ma) măsurate recent (Văjdea, Tănăsescu — date inedite) pe roci situate în apropierea planului (granitoide de Bîrsa Fierului) nu sînt concludente, intrucît arată

regenerările datorate tectogenezelor mezocretacice; ele ar putea sugera doar că planul de șariaj menționat, chiar dacă este preaplin, a fost reactivat, probabil în timpul Cretaciacului.

Într-o încercare de corelare a unităților din cele două extremități ale Munților Făgăraș s-ar putea avea în vedere că:

— unitatea de Bîrsa Fierului și peticul de acoperire Strimba sînt superioare pinzei de Făgăraș;

— planul de șariaj Holbav reprezintă fruntea digitației de Cozia și deci a pinzei de Făgăraș, reluată în parte în Senonian;

— planul de șariaj de la baza granitoidelor de Bîrsa Fierului, dacă este alpin, ar putea reprezenta limita dintre digitația frontală (sau unitatea) de Cozia și partea principală a pinzei de Făgăraș;

— cele două sau trei plane de șariaj alpine ar fi de vîrstă mezo-cretacică, numai local fiind reluate mai tîrziu.

Unitățile externe din bazinul Văii Oltului (Călinești, Uria) nu ar avea echivalent decît în solzul Poiana Mărului (v. fig. 86) în care se găsesc depozite triasice și permiane comparabile eventual cu cele de la Valea lui Stan.

**Caracterele generale ale sedimentarului supragetic.** Spre deosebire de formațiunile sedimentare cunoscute în pinza getică care prezintă succesiuni în general complete (în intervalul Juristic — Cretacic inferior), cu lacune numai cu caracter local, sedimentarul cunoscut în pinzele supragetice este de grosime redusă, lacunar și discontinuu. El se apropie cel mai mult de caracterele de rid (sens Auboin, 1965).

Privind în ansamblu grupul de pinze supragetice, deși se recunosc depozite începînd cu Carboniferul superior și terminînd cu Senonianul, totuși nu se recunoaște o succesiune completă în acest interval stratigrafic. De altfel, sînt unele intervale stratigrafice nereprezentate în pinzele supragetice, cum ar fi Triasictul superior, Juristicul inferior, Tithonicul, Neocomianul și Albianul (cu o singură excepție).

Fiecare unitate litostratigrafică este separată de precedenta prin discordanțe simple, de eroziune, sugerînd numeroase exondări, urmate de procese de gliptogenză.

În constituția sedimentarului pinzelor supragetice există unele variații și în sens longitudinal. Astfel, depozitele triasice (medii și probabil eotriasice terminale) sînt cunoscute în toate unitățile supragetice din partea estică a Munților Făgăraș, lipsind, cu o singură excepție (Valea lui Stan), în restul grupului. Acest fapt sugerează trecerea spre unitățile Dacidelor mediane din Carpații Orientali. Nu întîmplător, tot în acest sector estic al masivului Făgăraș se cunosc de altfel și depozitele urgonian-apțiene ce aflorăază și în pinzele central-est-carpătice din Munții Perșani.

Considerațiile de mai sus sînt valabile în primul rînd în ceea ce privește depozitele precenomaniene (sau prevraconiene). În Cretaciacul superior, (după „prima fază getică“) au existat unele zone cu o subșidență mai accentuată, care au acoperit anumite porțiuni din pinzele supragetice. Așa sînt, de exemplu, partea estică a masivului Poiana Ruscă, aria din sudul masivului Făgăraș (Depresiunea Brezoi-Titești) sau a Mun-

ților Cozia. Rămin însă și zone (Valea Pai, Șinca Nouă) unde depozitele cretacite superioare sînt restrinse la cele senoniene, în general subțiri și dezvoltate în litofaciesuri pelagice (cu globotruncane).

**Vîrsta pînzelor supragetice.** Este probabil destul de evident, în urma analizei constituției pînzelor supragetice, că aceste unități au suferit două momente de tectogeneză : primul mezocretacic, contemporan cu „prima fază getică”, iar al doilea, laramic (timpuriu ?), corespunzător cu a „a doua fază getică”.

Spre deosebire de pinza getică, unde principala deplasare orizontală se pare că a avut loc în cea de „a doua fază getică”, pînzele supragetice au fost puse în loc, în cea mai mare parte, în poziția lor actuală în tectogeneza mezocretacică. „Sigilarea” urmei de eroziune a unora dintre pînzele supragetice de către depozite vraconian-cenomaniene sau cenomaniene subliniază acest fapt și permite o corelare logică între pînzele supragetice și unele pînze central est-carpatic.

Reluările de la sfîrșitul Cretacicului superior nu au afectat toate unitățile supragetice, iar atunci cînd au avut loc au implicat doar o parte a unora. Cele mai evidente reactivări laramice ale planelor de șariaj supragetice sînt :

- în sudul masivului Poiana Ruscă și probabil în lungul „liniei Oravița”, deși în ultimul caz nu există argumente directe în acest sens ;
- în extremitatea estică a Munților Făgăraș, în lungul faliei Holbav ;

- în Valea Oltului, în bazinul Brezoi și la sud-vest de Munții Cozia.

În unele cazuri s-ar părea că reactivarea planelor supragetice a determinat deplasarea „în bloc” a două sau mai multe unități, ca de exemplu în Valea Oltului (v. fig. 86).

Încălecările supragetice laramice sînt cel puțin în parte epigliplice. Exemplul cel mai elocvent este falia Holbavului (v. fig. 83), care acoperă, în încălecarea ei neocretacică, două unități getice (de Holbav și de Brașov) și poartă în fruntea ei solzul Măgura Codlei și pe cel de Poiana Mărului.

Reluarea sau dublarea la sfîrșitul Cretacicului a unora dintre planelor de șariaj supragetice de vîrstă mezocretacică produce confuzii privind vîrsta principală a tectogenezelor care au condus la formarea acestor pînze. Din această cauză evidențierea vîrstei mezocretacice a șariajelor supragetice este mai dificil de făcut, dar în fapt reprezintă elementul primordial în istoria genezei acestor unități.

#### **CORELAREA DACIDELOR MEDIANE DIN CARPAȚII ORIENTALI ȘI MERIDIONALI**

Compararea și corelarea pînzelor central-est-carpatică cu pinza getică și pînzele supragetice conduce, pe de o parte, la găsirea unor similitudini care permit urmărirea în lungul arcului a unei unități sau a unui grup de unități și, pe de altă parte, sesizarea unor schimbări ale particularităților structurale ale acestora.



Regiunea de curbură a Carpaților românești oferă posibilitatea de a corela unitățile din Dacidele mediane în cele două segmente, oriental și meridional. Deși dificilă, din cauza lipsei sau rarității seriilor sedimentare în segmentul meridional, la sud de culoarul Vlădeni s-a putut ajunge (Săndulescu, 1976a) la o echivalare a unităților structurale.

Comparându-se secvențele triasice și jurasice inferioare din Țara Birsei cu cele cunoscute în pinzele infrabucovinice, se constată că :

— în baza succesiunii sedimentare permian (?)—triasice, în ambele grupe de unități secvențelor detritice le sint asociate roci eruptive (siluri și tufuri) acide și/sau bazice ;

— depozitele triasice medii sint dezvoltate în ambele sectoare în litofaciesuri cu caractere bituminoase, în general litate și deformate înainte de depunerea depozitelor jurasice inferioare ;

— Jurasicul inferior, acolo unde se cunoaște, este dezvoltat în facies de Gresten sau în litofaciesuri înrudite și se găsește în poziție discordantă fie direct peste subasamentul metamorfic prealpin (în unitățile externe, ca de exemplu Holbav sau Vaser), fie peste depozite mediotriasice carbonatice (Brașov, Pentaia etc.) ;

— deformările mezocretacice au avut rolul primordial în stabilirea configurației structurale și a raporturilor dintre principalele unități tectonice.

Aceste caractere comune permit corelarea domeniului infrabucovinic cu domeniul getic și implicit al pinzelor infrabucovinice cu pinza getică, în general, și cu elementele ei din Țara Birsei, în special.

Existența mai multor unități structurale mai mult sau mai puțin independente în domeniul infrabucovinic constituie o diferență numai în parte adevărată în raport cu domeniul getic. În fapt, în extremitatea sa orientală și pinza getică prezintă (Țara Birsei) mai multe complicații frontale decât în restul Carpaților Meridionali. Existența deformărilor mezocretacice ale părții frontale ale pinzei getice este în perfectă concordanță cu desfășurarea „primului paroxism getic“ (legat în primul rînd de partea externă a pinzei și de fenomenul acoperirii parțiale sau totale a domeniului Dacidelor externe) (pinzele de Ceahlău și Severin, în special).

Echivalarea unităților de Brașov și Holbav cu unitățile infrabucovinice conduce la compararea unităților supragetice cu pinzele sub-bucovinică și bucovinică din sistemul pinzelor central-est-carpaticice. Reluările neocretacice în Carpații Meridionali ale unora dintre planele de șariaj mezocretacice din domeniul supragetic îngreuiază realizarea unor corelări de detaliu. Se poate totuși considera că pinzele supragetice, prin caracterul de rid al formațiunilor sedimentare mezozoice și prin prezența numeroaselor discordanțe și lacune din cuprinsul succesiunii acestora, se aseamănă cel mai mult cu seria sub-bucovinică (Săndulescu, 1975 b ; 1976 a). În consecință, de la falia Holbav spre interior pinzele supragetice pot fi comparate cel puțin cu pinza sub-bucovinică, dar cele superioare corespund probabil pinzei bucovinice. Faptul că în partea de est a Masivului Făgăraș există mai mult de două plane de șariaj poate fi explicat după cum urmează :

— fie prin existența atît a pinzelor alpine, cit și a pinzelor intracutanate prealpine ;

— fie prin recunoașterea planelor de încălecare a digitațiilor frontale ale pinzei bucovinice, puse în evidență, la sud de falia Dealul Mare, de poziția mai ridicată a sistemului de unități suprapuse ale Dacidelor mediane și în consecință de eroziunea mai avansată ;

— fie de complicații locale greu corelabile atît spre nord, cit și spre vest.

În constituția pinzei de Făgăraș, în sensul în care este definită în această lucrare, se pot recunoaște elemente litostratigrafice și structurale caracteristice în primul rînd pinzei sub-bucovinice. Așa, de exemplu, dezvoltarea secvenței metamorfice calcaroase din Munții Făgăraș este comparabilă cu pinza prealpină de Rodna, caracterizată de dezvoltarea seriei de Rebra. În acest fel pinzele intracutanate recunoscute în Carpații Orientali s-ar prelungi și în Carpații Meridionali.

Resturile pinzei bucovinice sînt puțin reprezentate la sud de culoarul Vlădeni, respectiv de falia Dealul Mare. Ele trebuie privite ca fiind reprezentate de cel mai de sus element, eventual de cele două elemente structurale superioare din estul Munților Făgăraș. Continuarea acestora spre vest este o problemă încă nerezolvată. Unele indicații privind posibilitatea regăsirii elementelor bucovinice sînt oferite de cea mai sudică unitate din Munții Metaliferi, unitatea de Bejani, tratată în cadrul Transilvanidelor.

Cele mai sudice elemente aparținînd pinzelor transilvane sînt cunoscute în Munții Perșani. În Carpații Meridionali, lipsa unităților obduse aparținînd acestor pinze se poate datora :

— eroziunii foarte avansate, care a îndepărtat în întregime aceste unități și chiar pinza bucovinică inferioară lor ;

— predominării vergențelor nordice în cuprinsul Transilvanidelor din Metaliferii simici ;

— existenței fracturii sud-transilvane, care a avut rolul unei falii transcurente cu deplasare orizontală dextră, limitînd obducția pinzelor transilvane la aria situată la nord de ea.

Conșiderațiile făcute mai sus arată că, în afara unor probleme rămase încă nerezolvate din cauza necunoașterii uniforme a detaliilor de structură, marile domenii structurale din cuprinsul Dacidelor mediane din Carpații Orientali (pinzele central-est-carpaticе) își găsesc corespondentul în Carpații Meridionali (pinza getică și cele supragetice). O dată emisă această concluzie, elementul principal de corelare și de referință în structura Carpaților devine „coloana vertebrală“ reprezentată de Dacidele mediane, care se dovedesc a fi și partea cea mai externă (spre ocean) a marginii continentale europene.

#### **CUVERTURILE ȘI DEFORMĂRILE POST-TECTOGENETICE**

Vîrsta diferită a desăvîrșirii șariajelor în lungul sigmoidei reprezentate de Dacidele mediane a determinat și vîrsta diferită a debutului cuverturilor post-pinză ale principalelor lor segmente. În aria pinzelor

central-est-carpatică, în care se cunosc și pinzele transilvane, cuvertura post-tectogenetică debutează cu formațiuni vraconian-cenomaniene. Unele dintre elementele deformate ale Dacidelor mediane din Carpații Meridionali, mai ales în regiunea de curbură și cu precădere pentru partea frontală a pinzei getice, au aceeași cuvertură post-pinză.

Acolo unde reluările neocretacice sau deformările de această vîrstă s-au manifestat mai pregnant, cuvertura post-tectogenetică debutează cu depozite maastrichtiene sau paleogene.

Cea mai spectaculară dezvoltare a cuverturii post-tectogenetice a Dacidelor mediane (și a pinzelor transilvane) se individualizează în nordul Carpaților Orientali românești, în zona flișului transcarpatic (Dumitrescu et al., 1962). Ea este păstrată de eroziune în Munții Birgăului, Munții Țibleşului, bazinele văilor Vișeu, Țibău și Ruscova. În această arie, cuvertura post-tectogenetică debutează cu formațiuni conglomeratice cenomaniene (sau vraconian-cenomaniene), urmate de depozite în general marnoase turonian-senoniene (Szasz, 1974). După o lacună corespunzătoare unei părți a Paleocenului și a Eocenului inferior, al doilea ciclu de sedimentare al cuverturii post-tectogenetice cuprinde formațiuni epicontinentale sau conglomeratice eocene, depozite de wildflysch oligocen și formațiuni de fliș oligocen-miocen inferior (Szasz, 1976 ; Dicea et al., 1980).

Caracteristic cuverturii post-tectogenetice din zona flișului transcarpatic este faptul că ea este deformată înaintea Miocenului mediu (Badenianului), odată cu șariajul pinzelor aparținind Dacidelor. Deformarea este superficială și nu implică subsamentul precenomanian decît în măsura în care el a răspuns fracturărilor. Deformările plicative și superficiale ale cuverturii sedimentare pot ajunge pînă la pinze-solzi, așa cum este cazul pinzei-solz de Șetrev (v. fig. 67), dezvoltată la sud de falia Bogdan Vodă și care urmărește oarecum paralel dezvoltarea pinzelor wildflyschului și Botizei aparținind Pienidelor.

Fracturarea majoră care a afectat zona flișului transcarpatic după desăvîrșirea șariajelor eomiocene ale unităților pienidice a determinat formarea unui graben major — grabenul sătmărean —, situat între falia Bogdan Vodă la nord și falia nord-transilvană (Preluca) la sud. În interiorul acestui graben, mai multe trepte dirijate paralel sau oblice în raport cu cele două fracturi majore îl compartimentează în blocuri ale căror configurație și fracturări marginale au fost importante în distribuția areală a magmatismului neogen. Grabenul sătmărean își găsește parțial corespondentul în grabenul Szolnok de pe teritoriul Ungariei, din subsamentul Depresiunii Pannonice.

Activitatea tafrogenetică ce a precedat Miocenul mediu și a succedat deformările intraburdigaliene a fost dirijată după un plan structural diferit decît acela care a dus la formarea marilor depresiuni molasice neogene (fig. 87).

Deformarea cuverturii post-tectogenetice a Dacidelor mediane se poate observa și în alte cîteva zone situate în masivul Hăghimaș (Săn-



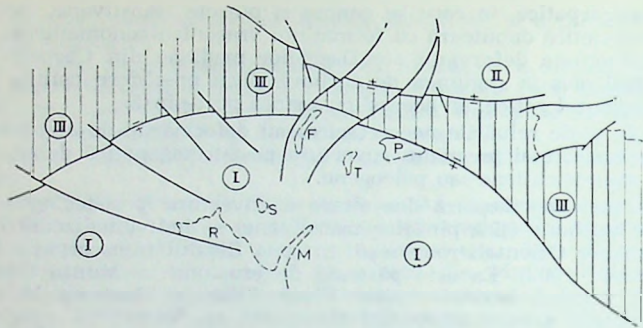


Fig.87. Dezvoltarea grabenului sătmărean generat la sfârșitul Miocenului inferior:

I - blocul Silvaniei; II - grabenul; III - blocul maramureșan.

dulescu, 1975a), ca și în Țara Birsei (Săndulescu, 1964, 1967). Elementul caracteristic al acestor deformări, care s-au produs în cel puțin două momente (Iaramic și eomiocen) este vergența subcarpatică de tip retroîn-călecări sau retrocutări. Ele au deformat împreună și cuvertura post-pinză și unitățile acoperite de aceasta (v. fig. 62), determinind în unele cazuri inversarea raporturilor inițiale dintre unități, fapt care a îngreuiat descifrarea structurii complicate a sistemelor de pânze suprapuse.

Deformările post-tectogenetice în Carpații Meridionali sînt cu precădere de tip ruptural. Cea mai importantă zonă în acest sens este reprezentată de grabenul Cernei și de elemente asociate prelungirii acestuia spre est, cum este Depresiunea Petroșani sau sistemul faliilor Lotrului și Brezoi. Grabenul Cernei are o dezvoltare post-pinză evidentă, în cuprinsul lui fiind deformat porțiuni din pînzele getică și de Severin. El a existat însă și înainte de șariaj, dirijind procesele de eroziune diferențială de o parte și de alta a lui sau avînd rolul de structură extremitate a sin-sedimentară. Urmărirea efectelor grabenului Cernei pînă în extremitatea estică a Munților Cozia, pînă unde se poate urmări falia Brezoi arată că unitatea danubiană se prelungește sub pînza getică cel puțin pînă la acel meridian.

Deformările post-tectogenetice au imprimat morfologia actuală a unei importante părți a Dacidelor mediane. Atunci cînd efectele lor tardive nu au fost deosebite de cele ale proceselor de deformare tangențială, materializată în pînzele de șariaj, erorile la care s-a ajuns au constituit piedici serioase în înțelegerea structurii complicate a catenelor cutate în general și a Carpaților în special.

## DACIDELE EXTERNE

Ocupind o arie îngustă, Dacidele externe se pot urmări în lungul întregii sigmoide dublu arcuite a Carpaților, din Ucraina subcarpatică pînă la est de Timoc. La alcătuirea acestui grup de unități iau parte pinzele flișului negru sau Cîvcin, Ceahlău, Baraolt și Bobu, în Carpații Orientali, și pinza de Severin, în Carpații Meridionali.

Unitățile Dacidelor externe sînt alcătuite din formațiuni sedimentare, în cea mai mare măsură de tip fliș, cărora li se asociază în proporții variabile roci eruptive bazice și uneori ultrabazice. Aceste trăsături au condus la considerația (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Debelmas et al., 1980; Săndulescu, 1980b) că Dacidele externe constituie o a doua sutură în aria carpatică, în afara celei a Transilvanidelor. Este o sutură de o natură mai specială, provenind din deformarea unui rift de tip Afars-Marea Roșie, situat în interiorul marginii continentale europene (Săndulescu, 1980b, 1983).

### Pinza flișului negru

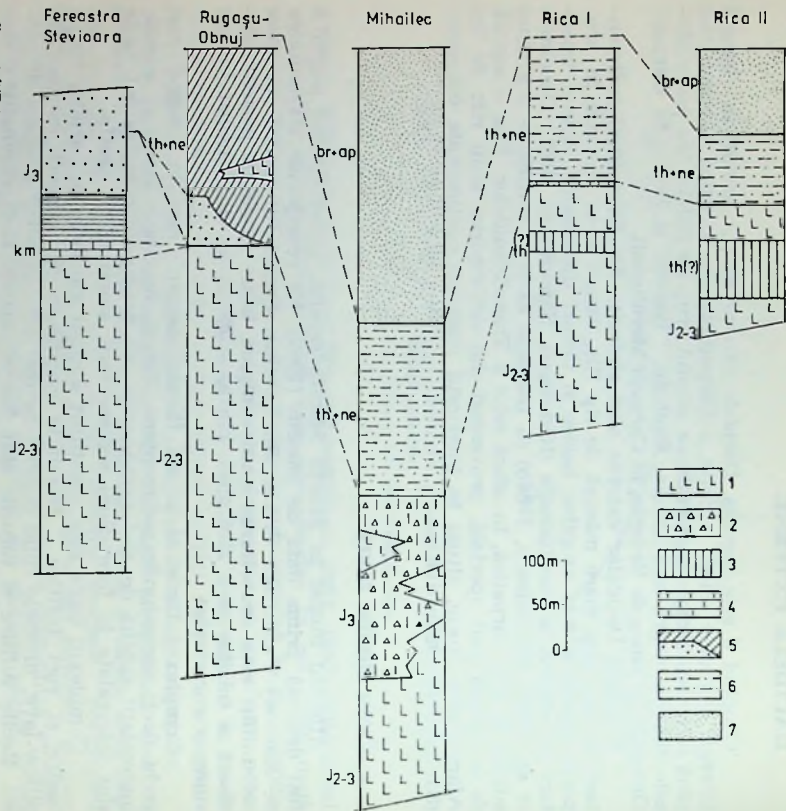
Aflorind numai în Munții Maramureșului, pinza flișului negru a fost descrisă prima dată de Bleahu (1962). Ea corespunde cu unitatea de Kameny Potok sau Cîvcin din Ucraina. Caracterul specific al acestei unități este dezvoltarea unui complex bazic situat în partea inferioară a solzilor care alcătuiesc pinza, acoperit de flișul negru jurasic superior-eocretacic.

Complexul bazic al pinzei flișului negru este în general mai vechi decît succesiunile sedimentare. Totuși, în cîteva locuri el admite intercalații subțiri de roci carbonatice sau produsele complexului bazic sînt intercalate în formațiuni sedimentare, sincrone cu acesta.

Complexul bazic este constituit dintr-o asociație de bazalte, tufuri bazice și roci tufitice. Bazaltele constituie fie curgeri masive, fie pillow-lave, ultimele fiind distribuite mai ales în solzii mediani ai pinzei. Rocile tufitice și tufurile sînt foarte variate. Roci stromatolitice sînt de asemenea asociate complexului bazic sau îl acoperă. Întregul complex este intrus de siluri și dykeuri de dolerite, care străbat și formațiunile sedimentare acoperitoare. După caracterele sale geochimice, complexul mafic este de tipul intraplacă (Săndulescu et al., 1981b), fapt care subliniază poziția intracontinentală a riftului din care provine pinza flișului negru.

Cele mai vechi depozite datate paleontologic, superioare complexului bazic, sînt de vîrstă kimmeridgiană (în fereastra Ștevioara, dar este de presupus că secvența siltică neagră, bogată în grafit (formațiunea de Obnuj) (fig. 88) din solzii interni poate coborî în Jurasicul mediu sau chiar inferior (?). Flișul negru, dezvoltat în solzii mediani și externi ai pinzei, este un fliș silto-grezos, bogat în grafit (pelite) mai ales în solzii mediani. El este de vîrstă tithonic-neocomiană și are în bază un

Fig. 88. Coloane litostratigrafice comparative în pinza flișului negru, 1 - complexul bazic; 2 - formațiunea de Mihailec-Virtop; 3 - calcarul de Rica; 4 - calcare kimmeridgiene; 5 - formațiunea de Obnui (a - gresii cuarțitice); 6 - flișul negru; 7 - flișul de Vinderelu.





complex calcaros-brecios-stromatitic (formațiunea de Mihailec-Virtop, de vîrstă Malm inferior). Succesiunea depozitelor sedimentare din pînză se încheie cu flișul de Vinderelu grezo-șistos, grosier, barremian-apțian. Atît în formațiunea de Obnuj, cit și în flișul negru sînt înglobate klippe sedimentare constituite din depozite permiane (gresii și conglomerate) și triasice (gresii cuarțitice, dolomite și calcare) care provin din aria pînzelor infrabucovinice, învecinate spre interior cu riftul dacidic extern, din care provine pinza flișului negru.

Cursul materialului detritic pentru arenitele flișurilor, precum și a altor secvențe (formațiunea de Mihailec-Virtop) este de asemenea internă, producînd elemente de cuarț și șisturi cristaline. Există însă și elemente detritice constituite din roci bazice a căror prezență dovedește că erau supuse eroziunii și porțiuni ale subasmentului imediat al ariei de sedimentare, reprezentat de complexul bazic. Aceste porțiuni se situau pe marginea internă a riftului dacidic extern și erau antrenate într-o mișcare ascendentă tocmai de procesele de riftogeneză.

Întreaga pînză a flișului negru este afectată de procese metamorfice de presiune înaltă și temperatură joasă ( $hp/TT$ )\* (Săndulescu et al., 1981). Odată cu metamorfismul s-a dezvoltat și o șistozitate generală care este paralelă cu planele de încălecare ale solzilor din care este formată pinza flișului negru. Acest fapt dovedește că metamorfismul și imbricarea recunoscute în pinza flișului negru sînt anterioare șariajului ei general.

Pinza flișului negru este încălecată de la interior de diferite elemente ale Dacidelor mediane (fig. 74, 89), iar spre exterior încăleacă formațiunile pînzei de Ceahlău. Așezarea discordantă a conglomeratelor vraconian-cenomaniene din Muntele Lostun atît peste pînzele Dacidelor mediane, cit și peste pinza de Ceahlău arată că :

— pinza flișului negru a fost șariată în timpul tectogenezelor mezocretace în fruntea pînzelor central-est-carpătice și în parte erodată înainte ca șariajul acestora din urmă să se fi încheiat ;

— fiind cunoscut faptul că pînzele central-est-carpătice au fost subșariate succesiv de la exterior spre interior în intervalul Apțian (Barremian ?) — Albian, șariajul pînzei flișului negru trebuie să fie contemporan celui al pînzelor infrabucovinice ;

— eroziunea care a afectat pînzele infrabucovinice și pe cea sub-bucovinică înainte de a fi acoperite de pinza cea mai de sus, adică de pinza bucovinică, a îndepărtat pe alocuri și pinza flișului negru, parțial sau în întregime, explicînd astfel așezarea discordantă a conglomeratelor menționate mai sus direct peste pinza de Ceahlău.

Vîrstă mezocretacică a pînzei flișului negru nu contravine încadrării ei la Dacidele externe, deoarece deformări de această vîrstă sînt cunoscute și în pinza de Ceahlău, unde au condus la formarea unora dintre digitațiile pînzei, precum și la discordanțe unghiulare sau la desprinderea secvenței sedimentare de pe soclul ei primar. Deformări

\* *High Pressure/Low Temperature.*

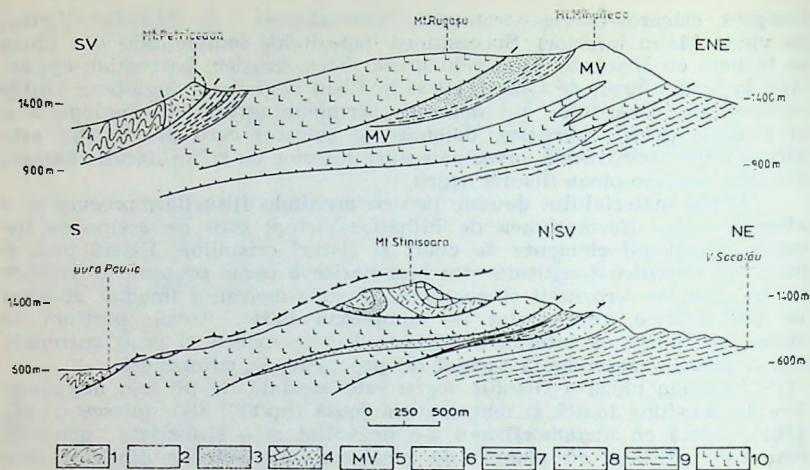


Fig. 89. Secțiuni geologice în pinza flișului negru:

1 - formațiuni metamorfice; 2 - serie de Rozis; 3 - gresii eotriasice; 4 - dolomite și/sau calcare mediotriasice; 5 - formațiunea de Măgăleac-Virtop; 6 - fliș de Vindereu; 7 - fliș negru; 8 - fliș de Bistra; 9 - fliș de Simăia; 10 - complexul bazic.

importante mezocretacice din partea internă a riftului corespunzător Dacidelor externe sînt legate de vecinătatea pinzelor central-est-carpatice de această vîrstă. Situația este cunoscută și mai la sud, unde pinza de Baraolt, aparținînd de asemenea Dacidelor externe, este tot mezocretacică.

### Pinza de Baraolt

Distinsă în partea sudică a zonei flișului Carpaților Orientali (Ștefănescu, 1970), pinza de Baraolt acoperă partea cea mai internă a pinzei de Ceahlău. La constituția ei iau parte depozite de fliș eocretacic, dezvoltate într-un facies specific, diferit de cele izocrone ale unităților mai externe.

Tectogeneza principală (șariajul) a pinzei de Baraolt este mezocretacică, frontul ei și contactul cu pinza de Ceahlău fiind acoperite discordant de formațiuni vraconian-cenomaniene.

Atît prin poziție, cit și prin vîrsta ei mezocretacică, pinza de Baraolt se apropie de pinza flișului negru. Ea poate proveni tot din partea internă a riftului corespunzător Dacidelor externe, lipsa rocilor mafice la baza pinzei datorîndu-se dezlipirii formațiunilor sedimentare de pe acesta în timpul șariajului.

## Pinza de Ceahlău

Cel mai larg dezvoltată și cea mai reprezentativă unitate a Dacidelor externe este pinza de Ceahlău. Distinsă sub această denumire pe prima ediție a Hărții tectonice a României (Dumitrescu et al., 1962), pinza de Ceahlău corespunde cu ceea ce Băncilă (1958) a denumit „unitate vest-internă”, iar Filipescu (1955) „pinza internă superioară”, și parțial cu pinza de Bratocea (Popescu, 1958).

Limita internă a pinzei de Ceahlău este marcată de încălecare a fie a pinzei flișului negru sau de Baraolt, fie de cea a pinzelor central-est-carpătice. În afloriment, pinza de Ceahlău vine în contact direct mai ales cu pinza bucovinică. Situația este numai aparentă, întrucât pinza bucovinică a depășit toate celelalte pinze central-est-carpătice și chiar pe cea a flișului negru. Relațiile reale se pot examina în partea de nord a Carpaților Orientali românești, în Munții Maramureșului, unde pinza bucovinică fiind erodată se poate observa (v. fig. 74) că pinzele inferioare ei încăleacă și ele flișurile pinzei de Ceahlău. În unele locuri contactul tectonic de șariaj ce limitează la interior pinza de Ceahlău este acoperit fie de depozitele post-pinză ale Dacidelor mediane (Bucegi și alte mici petice în Valea Moldovei sau Maramureș), fie de depozitele tinere ale depresiunilor intramontane sau de produsele arcului vulcanic neogen.

Limita externă a pinzei de Ceahlău este de natură tectonică, reprezentată de urma planului ei de șariaj. În câteva locuri (Stănișoara în Munții Bistriței, Bratocea în Munții Ciucaș), conturul de eroziune al pinzei deserie forme sugestive (capete tectonice) pentru caracterul important al șariajului. În Munții Ciucului sînt deschise de eroziune două ferestre tectonice (Bancu și Lăzărești) în cuprinsul cărora aflorază depozite ale pinzei flișului curbicortical, mai externă.

Elementul caracteristic și comun tuturor subunităților (digațiilor) care au fost distinse în cuprinsul pinzei de Ceahlău este flișul de Sinaia, cea mai veche secvență de acest tip cunoscută în Carpați. După sedimentarea flișului de Sinaia, aria de depunere corespunzătoare pinzei de Ceahlău s-a diversificat, în intervalul Barremian-Albian dezvoltîndu-se litofaciesuri izocrone și heteropice, în general caracteristic fiecăreia dintre digațiile pinzei. Sub acest aspect, pinza de Ceahlău este o pinză polifacială ca și pinza de Tarcău din grupa Moldavidelor, de care se deosebește printr-o structură mai complicată.

Digațiile pinzei de Ceahlău au fost stabilite (Săndulescu, 1964; Ștefănescu, 1969, 1976; Săndulescu et al., 1981) în partea centrală și sudică a pinzei de Ceahlău. Corelarea celor două sectoare și implicat a digațiilor stabilite întîmpină unele dificultăți. Totuși, din compararea succesiunilor litostratigrafice și a relațiilor mutuale între digații pe diferite transversale se poate obține următoarea succesiune, de la interior spre exterior (fig. 90): digitația Ciuc, Bratocea-Durău, Comarnic-Ticoș și Bodoc.



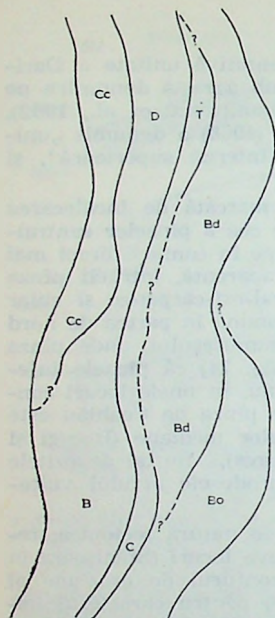


Fig. 90. Zoncle de sedimentare corespunzătoare digitațiilor pinzei de Ceahlău:

Cc - Ciuc; B - Bratocea; D - Durău;  
C - Comarnic; T - Ticoș; Bd - Bodoc;  
Eo - pinza de Bobu.

Digitatia Ciuc este caracterizată de dezvoltarea importantă a flișului de Sinaia. El debutează cu o secvență (tithonică) și sistoasă sericitoasă cu caractere de prefiș, urmată de flișul calcaros tipic și specific pinzei de Ceahlău, și se încheie cu o secvență de fliș grezo-marnos cu breicii. Barremian-Aptianul este reprezentat de flișul de Bistra, grezos polimictic, în arenitele căruia se recunosc și fragmente de roci eruptive bazice (bazalte, spilite — Săndulescu, 1964). Depozitele mai noi decât Aptianul nu sînt cunoscute în digitația Ciuc; ele pot lipsi datorită nedepunerii sau eroziunii, deocamdată neputîndu-se preciza dacă este vorba de unul sau de altul dintre cele două procese sau dacă ele nu au fost depuse și apoi erodate, înainte de deformarea mezocretacică.

Digitatia Bratocea-Durău cuprinde în partea sudică întreaga secvență a flișului de Sinaia (Ștefănescu, 1976), cu o secvență inferioară dezvoltată de asemenea într-un facies de prefiș calcaros, urmată de secvența mediană și apoi de cea superioară, bogată în breicii. Intervalul Barremian-Aptian este caracterizat de dezvoltarea unui fliș grezo-marnos (flișul de Piscu cu Brazi sau flișul marnos-grezos ruginiu), cu caractere polimictice, cu intercalații de breicii sau conglomerate cu dezvoltare lenticulară, în care în sectorul sudic se găsesc înglobate uneori și klippe sedimentare de calcare urgoniene sau jurasice superioare. Acest fliș, care nu este exclus să urce și în Albian,

este acoperit de o secvență groasă de conglomerate polimictice (conglomerate de Bucegi, Ciucaș, Ceahlău) cu rol de molasă mezocretacică pre-tectogenetică. Vîrsta lor poate fi dedusă indirect, fiind albiană (superioară ?).

În cuprinsul digitației Bratocea sînt cunoscute în cîteva puncte aflorimente de bazalte și silicolite roșii și verzi, asociate părții inferioare a stratelor de Sinaia. Ele constituie puținele vestigii ale activității magmatice bazice ce s-a desfășurat în aria de sedimentare a pinzei de Ceahlău. Lipsa în general a unui complex bazic la partea inferioară a acestei unități se datorește, ca și în alte cazuri, dezlipirii în timpul proceselor tectogenetice a seriilor sedimentare de pe soclul lor primar.

Digitatia Comarnic-Ticoș este caracterizată de dezvoltarea în intervalul Barremian-Aptian inferior a unei secvențe calcaro-șistoase (fli-

șul de Comarnic), bogată în breicii polimictice, relativ subțire în raport cu flișurile echivalente de la interior și exterior. Digația Comarnic-Ticoș aflorează în două zone restrinse, și anume în zona de curbură și în Valea Bicazului, caracterul ei foarte discontinuu putându-se datora grosimii reduse a succesiunii litostratigrafice și îngustimii zonei de sedimentare. Lipsa depozitelor albiene în cuprinsul digitației Comarnic-Ticoș poate căpăta aceeași explicație duplicitară ca și pentru digitația Ciuc: lacună de sedimentare și/sau eroziune.

Digația Bodoc este cea mai externă subunitate a pinzei de Ceahlău. Deasupra părții superioare, cu brecii, a flișului de Sinaia urmează o succesiune groasă în care secvențe de fliș grezo-șistos, asemănătoare cu flișul de Piscu cu Brazi, alternează cu secvențe de fliș grezos, acestea din urmă predominând spre partea superioară, unde admit și intercalații de conglomerate polimictice. În sectorul sudic se realizează o variație longitudinală de facies, în sensul că secvențele grezoase masive dispar treptat, rămânând mai ales litofaciesul flișului de Piscu cu Brazi. În Munții Ciucului și mai la nord, în Stănișoara și Munții Maramureșului, succesiunea barremian-albiană a digitației Bodoc este bogată în fragmente de mică (în special secvențele de fliș grezos), asemănându-se pînă la un punct cu gresiile masive cunoscute în seria flișului curbicortical ce aparține Moldavidelor.

Dintre caracterele litologice generale ale flișurilor din diferite digitații ale pinzei de Ceahlău se pot reține, printre altele :

— arenitele au un caracter polimictic pronunțat, elementele litice pe care le cuprind fiind deopotrivă și șisturi cristaline, roci sedimentare carbonatice și roci eruptive bazice ;

— digitațiile cu cele mai groase succesiuni litostratigrafice sînt cele de Bratocea-Durău și Bodoc, în alcătuirea lor fiind parte și formațiuni albiene ;

— digitațiile Ciuc și Comarnic-Ticoș, lipsite de depozite albiene, au putut avea poziții mai ridicate la sfîrșitul Cretacicului inferior, cea de a doua avînd probabil poziția unui rid submers și în timpul Barremian-Aptianului.

Sursa materialului detritic din arenitele și breciile flișurilor coecretacice ale pinzei de Ceahlău trebuie plasată la interiorul ariei de sedimentare. În acest caz se pune întrebarea dacă ea era comună cu cea a depozitelor sincrone din pinza flișului negru, la nord, sau cu a celor din pinza de Baraolt, în sud. Dezvoltarea restrînsă pe direcție a pinzelor flișului negru și de Baraolt nu constituie un argument suficient pentru a trage concluzia că erau și paleogeografic reduse ca extindere longitudinală, așa că ele pot fi considerate ca fiind situate la interiorul ariei de sedimentare corespunzătoare pinzei de Ceahlău pe distanțe importante. Pe de altă parte, caracterele litologice ale arenitelor din flișul de Sinaia în primul rînd, dar și din celelalte formațiuni care iau parte la alcătuirea pinzei de Ceahlău sînt relativ constante pe direcția

unităților în care aflorază. Din aceste motive și ținind seama că pinza de Ceahlău provine dintr-o arie în care procesele de riftogenează au predominat, se pot face următoarele considerații :

— riftul Dacidelor externe avea o configurație paleogeografică complexă în cuprinsul lui și în timpul proceselor de subțiere a scoarței continentale (streching), rămânând porțiuni alungite mai mult sau mai puțin înguste, alcătuite din depozite metamorfice acoperite de formațiuni calcaroase care au avut rolul de cordiliere ;

— în constituția cordilierelor au luat parte și produse ale magmatismului bazic contemporan cu procesele de riftogenează, care a fost erodat și depus în zonele adiacente mai coborîte, cu rol de fose intra-rift ;

— cordilierele nu aveau o dezvoltare longitudinală continuă, în unele porțiuni în lungul ariei corespunzătoare pinzei de Ceahlău fosele situate de o parte și de alta a lor putându-se uni.

Distribuția arcală, caracterele litologice ale fragmentelor, frecvența și grosimea nivelelor cu brecii la partea superioară a flișului de Sinaia susțin și confirmă concluzia de mai sus.

Problema poziției și caracterului zonei corespunzătoare digitației Comarnic-Ticoș poate fi discutată ținându-se seama de faptul că în constituția ei nu se cunosc termeni mai vechi decît flișul de Comarnic. Lipsa flișului de Sinaia ar putea fi explicată în două moduri :

— prin nedepunerea lui pe o zonă mai ridicată, furnizoare de material detritic atît în fosa de la vest (Bratocea-Durău), cit și în cea de la est (Bodoc) ;

— prin desprinderea formațiunilor care alcătuiesc digitația la un nivel mai înalt decît celelalte cazuri, adică deasupra flișului de Sinaia.

Abundența brecciilor în flișul de Comarnic ar susține prima ipoteză (fig. 90), mai ales că pe marginea externă a digitației Bratocea se cunosc nivele cu fliș de Comarnic.

Flișul digitației Bodoc a fost tributar și unei surse externe. Este posibil ca aceasta să fie reprezentată de cordiliera perimoldaviană, care a alimentat spre exterior fosa flișului curbicortical. Descreșterea participării materialului detritic provenit din această cordilieră la sud de Munții Bodoc ar fi explicată de interpunerea fosei în care se sedimenta flișul de Bobu (v. fig. 90).

Modul în care sînt distribuite areal digitațiile pinzei de Ceahlău (fig. 91) și raporturile în care se găsesc cu planul de șariaj arată că acesta din urmă este ulterior genezei lor. Intervalul de timp care desparte momentul în care s-au format digitațiile de momentul în care s-a produs șariajul este greu de precizat, dar ambele procese sînt epigliplice.

Caracterul discontinuu pe care îl au unele digitații în sens longitudinal, cum este de exemplu Bratocea-Durău, se poate datora pe de o parte variației de lățime a zonei corespunzătoare (fig. 90), iar pe de altă parte, înaintării tectonice exagerate a digitației Ciuc (fig. 91). O situație asemănătoare ar putea să fie consiedrată și în cazul digita-



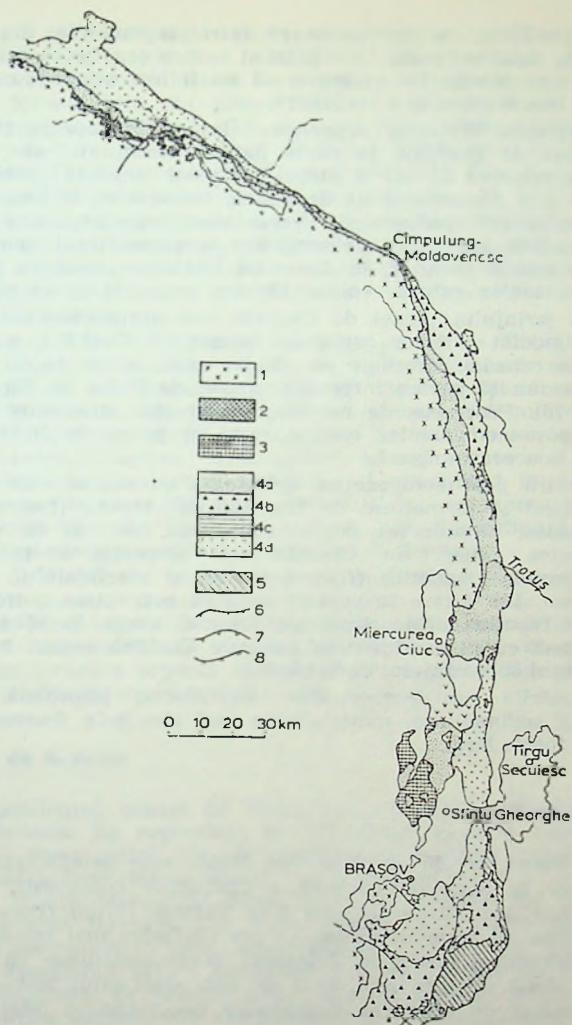


Fig. 91. Schița tectonică a Dacidelor externe în Carpații Orientali:

1 - pinzele central-est carpatice; 2 - pinza (fîșului negru); 3 - pinza de Barolt; 4 - pinza de Ceahlău (a - digitația Ciuc; b - digitația Bratocea-Durdău; c - digitația Comarnic-Ticoș; d - digitația Bodoc); 5 - pinza de Bobu; 6 - șariaj; 7 - digitație; 8 - retroînclcare.

ției Comarnic-Ticoș, cu precizarea că între segmentele din care au provenit cele două porțiuni ale digitației s-ar putea fie să nu fi existat ridul ce le corespunde, fie ca acesta să nu fi fost acoperit cu depozite, funcționând mai departe ca o cordilieră.

Formațiunile cretacice superioare sînt puțin reprezentate în cuprinsul pinzei de Ceahlău, în parte datorită eroziunii care le-a îndepărtat după punerea în loc a pinzei, în parte datorită probabil nedeponerii. Ele sînt discordante pe depozitele cocretacice, în baza secvenței cenomaniene identificîndu-se și Vraconianul superior. Această discordanță corespunde sfîrșitului deformărilor tectogenetice importante care au avut loc mai la interior, în domeniul Dacidelor mediane și chiar în domeniul Dacidelor externe (pinza flișului negru și pinza de Baraolt).

Vîrsta șariajului pinzei de Ceahlău este intrasenoniană (laramică timpurie). Imediat ulterior șariajului pinzei de Ceahlău, s-au produs fenomene de retroîncălecere ce au afectat unele elemente din cuprinsul acesteia, precum și partea internă a pinzei de Bobu (v. fig. 91) (Ștefănescu, 1976). Procesele de retroîncălecere sînt anterioare depunerii cuverturii post-tectogenetice care acoperă și pinza de Bobu și pinza de Ceahlău în aceeași măsură.

Cuvertura post-tectogenetică debutează cu marnelile de Gura Beliei, cuprinzînd și formațiuni de fliș paleocen-eocene (faciesul de Șotrile) și șistoase-bituminoase oligocen-miocene. La vest de Valea Prahovei, fruntea pinzei de Ceahlău este acoperită în întregime de cuvertura post-tectogenetică (flancul intern al sinclinalului Buciumeni — Ștefănescu, 1967) care în această zonă se suprapune normal depozitelor pinzei flișului curbicortical, șariată mai tîrziu, în Miocenul inferior. În raport cu pinza din urmă, cea de Ceahlău a fost transportată pasiv în timpul subșariajului vorlandului.

Deformările post-tectogenetice au afectat împreună pinza și cuvertura ei sedimentară, materializate mai ales prin fracturări și cutări largi și foarte largi.

### **Pinza de Bobu**

Dezvoltarea areală a pinzei de Bobu este relativ restrînsă, ea aflorînd doar în zona de curbură a Carpaților românești. Depozitele care constituie această unitate au fost distinse inițial (Popescu, 1958) sub denumirea de serie de Bobu, ca un litofacies mai intern al seriei flișului curbicortical (seria de Teleajen), presupunîndu-se că îndințarea dintre cele două serii se realizează pe sub sinclinalul Nebunul Sterp-Boncuța (marcat de aflorarea depozitelor neocretacice). Mai tîrziu s-a stabilit (Ștefănescu, 1976) că depozitele seriei de Bobu aflorază și la sud-est de sinclinalul menționat și că sînt în raporturi tectonice de încălecare cu cele ale pinzei flișului curbicortical (cunoscută în această regiune și sub denumirea de pinză de Teleajen). În fapt, urma planu-

lui de șariaj a pinzei de Bobu aflorează numai din bazinul hidrografic al Văii Teleajenului spre sud și la nord de Valea Buzăului (v. fig. 91); între aceste văi ea este înlocuită de o falie subverticală, post-pinză, ce delimitează formațiunile din pinza flișului curbicortical de cele neocretace ale pinzei de Bobu. La sud de Valea Teleajenului, această falie se extinde în cuprinsul pinzei de Bobu, iar la nord de Valea Buzăului în pinza flișului curbicortical, marcînd astfel foarte clar caracterul ei posterior șariajului primei unități, mai interne.

De la sud de Depresiunea Brețcu pînă în bazinul Văii Doftena, pinza de Bobu este parțial acoperită tectonic de la interior de pinza de Ceahlău. De aici spre vest, contactul cu pinza de Ceahlău se realizează în lungul planului de retroincălecere a depozitelor pinzei de Bobu, amintite mai înainte.

În bazinul Văii Teleajenului, la baza pinzei de Bobu și separat de aceasta printr-un contact tectonic se individualizează un petic de antrenare, distins sub numele de digitația Secăria (Ștefănescu, 1976). Constituit din depozite aparținînd părții superioare a flișului de Sinaia, în care sînt înglobate klippe sedimentare de roci bazice, și dintr-un fliș șistos barremian-apțian, acest pachet ar reprezenta un petic de antrenare situat la baza pinzei de Bobu și aparținînd implicit domeniului ei de sedimentare. Modelul reprezintă un argument în plus că pinza de Bobu aparține Dacicilor externe, pe lângă faptul că vîrsta șariajului ei este intrasenonian ca și a pinzei de Ceahlău.

Flișul de Bobu are unele caractere particulare în sensul că litologic o mare parte a arenitelor sale se apropie de cele ale flișului curbicortical, fiind bogate în mîce și relativ puțin polimictice. Aceasta se datorează alimentării cu material detritic provenit din cordiliera perimoldaviană care a separat aria de sedimentare a flișului de Bobu de cea a seriei flișului curbicortical (v. fig. 90 și 115).

### **Pinza de Severin**

Corespondentul pinzei de Ceahlău în Carpații Meridionali este pinza de Severin. Ea reprezintă în întregime Dacidele externe, fiind situată între pinza getică (Dacide mediane) și unitatea danubiană (Dacide marginale). Dezvoltarea areală cea mai importantă o are pinza de Severin în Munții Mehedinți, între Motru și Dunăre. Ea este situată tectonic deasupra formațiunilor neocretace ale unității danubiene și suportă, de asemenea tectonic, cristalinul getic. În afara acestei zone, formațiuni aparținînd pinzei de Severin se mai găsesc la baza pinzei getice la Polovraci, în Munții Lotrului și în bazinul Jiului de vest. Totodată, klippe sedimentare constituite din roci ale acestei pinze sînt înglobate în wildflyschul turonian superior-senonian al domeniului danubian.

Pinza de Severin a fost precizată de Codarcea (1940) atît ca poziție structurală actuală, cit și ca domeniu de origine, situat între cel



danubian și cel getic. Alți autori români, iar în ultimul timp și iugoslavi au confirmat existența la sud de Dunăre a acestei unități.

La alcătuirea pânzei de Severin iau parte două grupuri de roci distincte : roci bazice și ultrabazice, pe de o parte, și roci sedimentare reprezentate în cea mai mare parte de flișul de Sinaia, pe de altă parte.

Rocile eruptive constituie un complex ofiolitic în care se asociază peridotite, dolerite, gabbrouri, bazalte și tufuri (Cioflica et al., 1981). Acestea se găsesc atât în pinza de Severin, cât și sub formă de klippe sedimentare în wildflyschulul senonian în care formează uneori megabrecii de dimensiuni importante (Stănoiu, 1981).

Sub numele de strate de Azuga, în pinza de Severin s-au descris roci siltice vărgate, uneori asociate cu silicolite sau cu tufuri bazice, considerate a se situa în baza flișului de Sinaia, după un model mai vechi presupus în Carpații Orientali.

Flișul de Sinaia este dezvoltat cu caractere asemănătoare cu cele cunoscute în pinza de Ceahlău. În Podișul Mehedinți, în pinza de Severin se cunosc (Codarcea, Murgeanu, 1936) și roci aparținând flișului de Comarnic. Faptul nu trebuie implicat să ducă la o paralelizare cilindristă a pânzei de Severin cu digitațiile pânzei de Ceahlău în care este cunoscut acest tip de roci, mai întâi pentru faptul că faciesul de Comarnic este cunoscut într-un singur loc, în partea externă a unității, și în al doilea rând pentru că el poate să se extindă în Carpații Meridionali pe o lărgime mai mare a zonei de sedimentare decât în Carpații Orientali.

Din cauza aflorării discontinue a pânzei de Severin, structura de detaliu a acesteia este greu de stabilit. Legătura ce există între aria de aflorare a elementelor pânzei de Severin și jumătatea externă a pânzei getice trebuie pusă pe seama faptului că șariajul acesteia din urmă s-a produs în două momente tectogenetice. În primul moment (mezocretacic), pinza getică a acoperit aria de sedimentare a pânzei de Severin, fapt pentru care în cuprinsul ei nu se întilnesc depozite neocretacice. În al doilea moment tectogenetic (laramic timpuriu), formațiunile pânzei de Severin s-au deplasat mai mult sau mai puțin solidar cu cele getice din acoperiș. Întrucât doar partea externă a pânzei getice a acoperit elementele deformate ale pânzei de Severin, ele au fost păstrate numai în această parte. În fapt, în unele zone unde pinza de Severin se află sub pinza getică planul de șariaj dintre ele este de vîrstă mezocretacică posibil reluat mai târziu odată cu cel din baza pânzei de Severin, adică în timpul șariajului laramic ; pinza s-a comportat ca un element inferior al pânzei getice. Acest model permite, printre altele, și explicarea faptului că în Carpații Orientali contactul dintre pinza getică și pinza de Ceahlău este acoperit discordant de depozite albiene (conglomeratele de Bucegi). Aici planul de șariaj laramic al pânzei getice este preluat la exterior de cel al pânzei de Ceahlău, sau a uneia din digitațiile sale.

## **Evoluția riftului corespunzător Dacidelor externe**

Comparând caracterul soclului pinzei flișului negru și al celei de Coahlău, care poate fi considerat de tipul scoarței subțiate, cu acela al pinzei de Severin, de tip scoarță oceanică, se ajunge la concluzia (Săndulescu, 1980 b) că în lungul riftului corespunzător Dacidelor externe se trece de la un tip de scoarță la altul, așa cum este cazul și în riftul Afars-Marea Roșie.

Evoluția acestui rift a început cel mai devreme în Jurasicul inferior sau mediu, în interiorul marginii continentale europene. Din acest punct de vedere el este decalat în timp în raport cu deschiderea domeniului oceanic al Transilvanidelor, care este mediotriasică. Procesele de distensiune care au dus la formarea riftului Dacidelor externe au cuprins întreaga arie a marginii continentale, cu intensități diferite desigur. Sub acest aspect este de remarcat că în timpul formării riftului în domeniul adiacent, reprezentat de Dacidele mediane, au avut loc procese magmatice cu caracter alcalin (Brașov, Holbav. Sinca, Ditrău) care se înscriu foarte normal într-o perioadă de predominare a distensiunilor. În același sens pledează și caracterul mai alcalin al bazaltelor din pinza flișului negru.

Perioada de extensiune care a dus la formarea scoarței subțiate sau a scoarței oceanice a durat până la începutul Jurasicului superior, cel mult până în Tithonic. Ea a fost urmată de depunerea seriilor de flis. În timpul sedimentării acestora nu există dovezi că extensiunea ar fi continuat.

Totuși, pentru explicarea formării cordilierelor și/sau a ridurilor din interiorul ariei supuse riftogenezei, este necesar să se admită că cel puțin deplasările verticale au existat până la începutul perioadei de compresiune și chiar în prima parte a acesteia.

Compresiunea riftului, care a condus la formarea pinzelor Dacidelor externe, a început încă din Aptianul superior, desfășurându-se în cele două momente de tectogeneză: mezocretacic și iaramic timpuriu.

## **DACIDELE MARGINALE**

Domeniul danubian sau unitatea danubiană, care constituie Dacidele marginale, grupează cele mai externe elemente deformate în timpul tectogenezelor cretacee. Ele sînt situate între Dacidele externe (pinza de Severin) și platforma moesică. Această unitate complexă este, constituită din formațiuni metamorfice și granitoide prealpine și dintr-o cuvertură de formațiuni mai ales sedimentare carbonifere superioare, permene și mezozoice.

Dacidele marginale aflorează numai în Carpații Meridionali, la vest de Valea Oltului. Ele se continuă și la sud de Dunăre și apoi la est de Timoc, prelungindu-se în unitățile Prebalcanilor și ale Stara Planinei. Unitatea danubiană suportă mai multe petice de acoperire aparținând pinzei getice și celei de Severin (Godeanu, Bahna, Mehedintți, Vălari). Conturul în limitele căruia aflorează este, pe de o parte un contur de eroziune al pinzei getice și, pe de altă parte, pe limita externă, marginea avanfosei carpatice care acoperă discordant elementele structurale ale Dacidelor.

**Formațiunile cristaline și deformările prealpine.** Formațiunile metamorfice care aflorează în cuprinsul domeniului danubian pot fi încadrate la mai multe cicluri geotectonice, dintre care cel mai tânăr este cel hercinic. Cea mai mare parte a lor aparține însă ciclurilor precambriene, după unii autori celui cadomian (Giușcă et al., 1969; Savu et al., 1978), după alții (Bercia, Bercia, 1975; 1980; Berza, 1978; Krätner et al., 1981) celui precadomian și în mai mică măsură celui cadomian. Controversa nu este încă tranșată, soluționarea ei depinzând de factori diferiți care privesc în primul rând corelarea seriilor stabilite în diferite sectoare ale danubianului, precum și vârsta unora dintre masivele granitoide sincinematice (pentru care au fost obținute cel puțin vârste cadomiene) sau a migmatitelor.

Cele mai vechi serii metamorfice din domeniul danubian pot fi grupate în două categorii principale, și anume :

— serii metamorfice, în care predomină formațiunile metaclasitice (Lainici-Păiuș, Poiana Mraconia, Zeicani) ;

— serii metamorfice, în care predomină formațiunile metacruptive bazice (Drăgșan, Ielova, Poiana Mărului, Neamțu).

Această grupare poate sugera existența a două domenii majore precambriene pentru care constituția scoarței era diferită de cea în care predomină formațiunile amfibolitice putând fi încadrate la ansamblul complexelor ofiolitice (Savu et al., 1981). În consecință, se pot avea în vedere și relațiile tectonice între aceste domenii. Generalizarea contactului tectonic de încălecare între seriile de Drăgșan și Lainici-Păiuș (Krätner et al., 1981) pe toată aria în care acestea aflorează ar conduce la imaginarea unor procese de obducție. Ele nu pot fi privite însă în sensul obișnuit al acestei noțiuni, deoarece încălecarea a avut loc după metamorfozarea lor regională, după punerea în loc a masivelor granitoide și după depunerea și metamorfozarea seriilor ordovician-siluriene (Stănoiu, 1972). Sub acest aspect, încălecarea seriei de Drăgșan (fig. 92) are caracterul unei pinze de soclu hercinice (sau caledoniene ?). Amploarea ei atinge pe aceea a unui șariaj destul de important, întrucât aflorarea seriei de Lainici-Păiuș la nord de Valea Jiului de vest are caracterul unei ferestre tectonice.

Generalizarea raporturilor de încălecare între seriile de Drăgșan și Lainici-Păiuș și pentru sectorul sudic al unității danubiene rămâne încă o problemă, deformări mai tinere complicând relațiile mutuale dintre serii. În cazul unei asemenea generalizări, zona de aflorare a



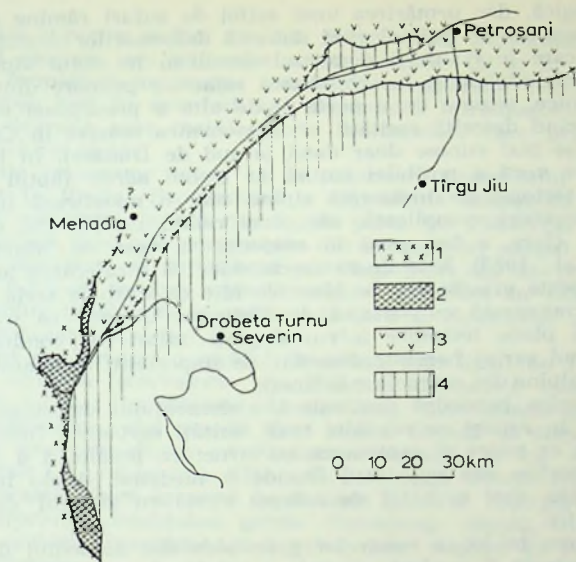


Fig. 92. Schița șariajului prealpin a seriei de Drăgșan:  
 1 - seria de Mraconia și echivalente; 2 - masivele Iuți și Deli Iovan (mafice și ultramafice); 3 - seria de Drăgșan; 4 - seria de Lainici-Păiuși și echivalente.

seriei de Neamțu ar corespunde unui petec de acoperire a cărui înrădăcinare s-ar face la vest de cea a seriei de Poiana Mraconia.

Datarea cu mai multă precizie a vârstei șariajului de Drăgșan este condiționată de stabilirea vârstei seriei de Oslea. Partea inferioară a ei poate fi eventual atribuită Carboniferului (Năstăseanu, 1973; Năstăseanu et al., 1978), astfel fiind justificată vîrsta bretonă sau sudetă a șariajului.

Existența unor deformări hercinice de amploare în domeniul danubian arată că ramura catenei de această vîrstă, situată la exteriorul și vestul Platformei Moesice, era bine individualizată și că tectogenezele care au afectat-o sînt comparabile și chiar de mai mare amploare cu cele din Dobrogea de nord, situată de cealaltă parte a platformei.

Legat de asemenea de geodinamica ciclului hercinic, se pune problema semnificației masivului de roci bazice și ultrabazice de la Iuți. Faptul că dinspre vest el este încălecat de formațiunile metamorfice ale seriei de Poiana Mraconia și încăleacă, probabil, pe cele ale seriei de Corbu și Neamțu, de la est, ar putea să confere acestui masiv caracterul unei suturi în care s-au păstrat resturile unor porțiuni de scoarță oceanică hercinică. În principiu, o asemenea ipoteză nu este lip-

sită de logică, dar urmărirea unei astfel de suturi rămîne o chestiune greu de realizat, în primul rînd datorită deformărilor destul de importante pe care le-a suferit domeniul danubian în ciclul alpin, care au condus fără îndoială și la schimbarea relațiilor primare dintre elementele hercinice, situate de o parte și de alta a presupusei suturi, și în al doilea rînd datorită rarității unor asemenea masive în Carpații Meridionali (se mai cunosc doar două la sud de Dunăre). În ideea continuării spre nord a posibilei suturi, ar trebui admis faptul că ea este acoperită tectonic de încălecări alpine care o maschează în acest fel.

O structură complicată, ale cărei relații cu șariajul de Drăgșan sînt puțin clare, a fost pusă în evidență la vest de Munții Retezat (Berza et al., 1983). Este de remarcat doar că încălecarea amfibolitelor de Măru peste granitoidul de Muntele Mic ce străbate seria de Zăicani poate fi comparată cu șariajul de Drăgșan. Desigur că o corelare a celor două plane tectonice într-o singură unitate ar conduce la imaginarea unui șariaj hercinic deosebit de important, comparabil cu marile pinze alpine din catenele mai tinere.

Tectonica hercinică particulară a domeniului danubian îl individualizează în raport cu celelalte mari unități carpatice. Într-o oarecare măsură ea ar putea fi comparată cu structura prealpină a formațiunilor metamorfice din cuprinsul Dacidelor mediane. Acolo însă pinzele intracutanate, deși probabil de aceeași vîrstă cu șariajul de Drăgșan, sînt de alt tip.

Punerea în loc a masivelor granitoide din domeniul danubian, a căror abundență îi conferă acestuia o trăsătură specifică, trebuie să fi avut loc în cea mai mare parte înaintea tectogenezei hercinice, ce a generat șariajul de Drăgșan. Argumentele în acest sens sînt date de faptul că în mai multe locuri planul de șariaj este situat imediat deasupra granitelor sau de faptul că acestea din urmă sînt antrenate în procese de încălecare.

În privința contextului geotectonic în care au fost generate magmele granitice există mai multe modele ce pot fi luate în considerare. Dintre acestea, modelul oferit de tectonica plăcilor este mai greu de aplicat, din următoarele considerente :

— în aceeași arie coexistă masive granitoide de vîrste diferite, aparținînd unor cicluri diferite, pentru care nu se poate considera existența unui singur și aceluiași plan de subducție ;

— reconstituirea retrotectonică a elementelor prealpine din domeniul danubian nu oferă posibilitatea de a obține un mecanism conform căruia să fie recunoscute elementele cu crustă oceanică care prin consum să fi dat naștere granitelor prehercinice ;

— singurul element pozitiv în acest sens ar fi interpretarea masivului de la Iuți ca fiind resturile unei suturi, deși în legătură cu un asemenea presupus plan de consum nu poate fi legat aproape nici un masiv granitoid, cu excepția celor de Cherbelezu și Sfîrdinu.

**Formațiunile sedimentare și deformările preparoxismale.** Succesiunea seriei sedimentare danubiene debutează cu formațiuni molasice ale

Carboniferului superior și mai ales ale Permianului (Năstăseanu, 1979), cu care sînt asociate roci vulcanice acide, riolitice. Ca și în pinza getică, aceste formațiuni au poziția temporală a molaselor hercinice. Ele nu sînt depuse însă în avanfosă sau depresiuni intramontane, ci formează mai degrabă zone mai largi de sedimentare care prefigurează pe cele ale ciclului alpin.

Se poate presupune totuși că la exteriorul domeniului danubian a funcționat în timpul Permianului o depresiune asimetrică cu rolul de avanfosă, sprijinită în cea mai mare parte pe Platforma Moesică. Această avanfosă hercinică corespunde din întîmplare, parțial cu avanfosa alpină din sectorul meridional al Carpaților. Ea se prelungește spre est și nord-est în fața ramurii catenei hercinice în subasamentul pinzelor flișului, bineînțeles în măsura în care și elementele catenei se prelungesc în această direcție.

La nord de Dunăre, domeniul danubian este lipsit de formațiuni triasice. În unitățile echivalente din Balcani, depozitele triasice s-au depus și nu au fost îndepărtate de eroziune, dezvoltîndu-se într-un litofacies asemănător celui moesic. Este încă o dovadă că domeniul danubian este învecinat direct cu Platforma Moesică și că reprezintă într-un anumit fel prelungirea ei în aria deformată alpină. Lipsa depozitelor de această vîrstă la nord de Dunăre poate fi interpretată ca o lacună de eroziune constituind prima discordanță simplă, înregistrată în evoluția unității danubiene și datorită unor mișcări de ridicare și cel mult fracturare.

Primele depozite mezozoice cunoscute în domeniul danubian, la nord de Dunăre, aparțin Jurasicului inferior, dezvoltat în facies de Gresten sau înrudit cu acesta. Între partea internă a domeniului și cea externă există unele diferențe ce privesc în primul rînd caracterul metamorfic (cu cloritoid) al Jurasicului inferior dezvoltat în faciesul de Schela.

Începînd din Jurasicul mediu, se schițează mai multe zone longitudinale de facies (Codarcea, 1940; Năstăseanu, 1975, 1980; Pop, 1973) în care cele mai interne arată condiții de sedimentare mai profunde, unele au intercalații de roci vulcanice alcaline și/sau bazice (fig. 93), iar cele mai externe sînt caracterizate mai mult de faciesuri calcaroase neritice.

Grabenul Cernei, care este legat de o fractură crustală profundă, ramificată spre partea superioară într-un sistem de falii paralele, mai mult sau mai puțin depărtate, a avut un rol destul de important și în distribuția faciesurilor, în sensul că a constituit limita între cele predominant neritice și cele predominant pelagice. Această situație este valabilă mai ales la sud de izvoarele Jiului de vest.

Existența magmatismului alcalin asociat zonei de facies interne (zona Feneș) poate fi pusă în legătură cu poziția acesteia în apropierea riftului Dacidelor externe și cu predominarea proceselor de fracturare prin distensiune (fig. 94). Ea ar reprezenta o replică externă, similară cu situația din partea frontală a pinzei getice (Țara Bîrsei) unde un



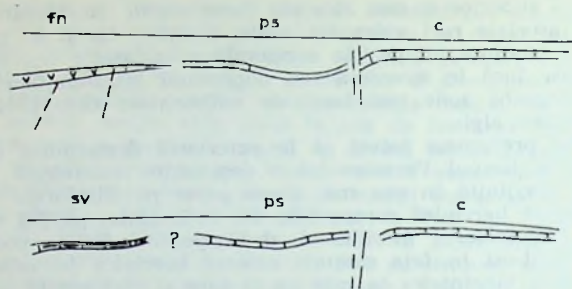


Fig. 93. Principalele zone de facies din unitatea danubiană:  
sv - Svinița, fn - Feneș; ps - Presacina; c - Cerna, Mehedinți, Vilcan.

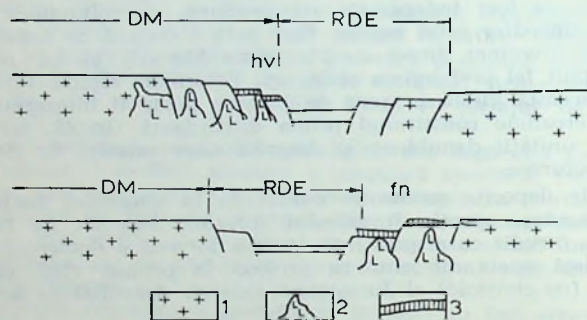


Fig. 94. Riftul Dacidelor externe și magmatismul alcalin:  
- crustă continentală; 2 - intruziuni alcaline; 3 - vulcanism alcalin; DM - Dacide mediane; RDE - Riftul Dacidelor externe; hv - unitatea de Holoiv; fn - zona de Feneș.

magmatism alcalin cam de aceeași virstă flanchează spre interior riftul amintit. Desfășurarea unui magmatism alcalin în partea superioară a Jurasicului inferior și în Jurasicul mediu corespunde perioadei de început a formării riftului Dacidelor externe, în cuprinsul căruia au continuat ulterior procese magmatice de natură bazică sau bazică și ultra-bazică.

O primă discontinuitate generală în domeniul danubian este situată înaintea Cenomanianului (baza stratelor de Nadanova — Pop, 1973). Ea corespunde tectogenezei mezocretacee și implicit „primei faze getice”. Deformările din domeniul danubian ce pot fi atribuite acestei tectogeneze nu par a depăși amploarea unor cutoare relativ bine schițate sau a unei fracturări de compresiune cu încălecări nu prea mari. Rămâne în discuție problema momentului de metamorfism al for-

mațiunilor jurasice, îndeosebi al celei de Schela și al echivalentelor acesteia (Stănoiu, 1983). Soluția nu este evidentă și depinde în mare măsură de datarea corectă a formațiunilor metamorfizate. Dintre considerațiile ce se pot face în jurul acestui subiect se pot reține următoarele :

— acceptarea unui metamorfism general mezocretacic, al părții externe a domeniului danubian, acolo unde se cunosc formațiuni de tip Schela, este contrazisă, cel puțin parțial, de slaba recristalizare sau de lipsa acesteia în formațiunile calcaroase jurasice medii și eocretacice ;

— acceptarea unui metamorfism anterior Jurasicului mediu are dezavantajul de a implica domeniul danubian într-o tectogeneză chimerică veche de mai mare importanță, puțin cunoscută în Carpați și care ar putea fi susținută doar de poziția particulară a acestuia în imediata vecinătate a Platformei Moesice și în partea opusă catenei intracratonice a Dobrogei de nord ;

— acceptarea unui metamorfism diferențiat atât pe verticală, în funcție de caracterul litologic al secvențelor implicate, cât și în distribuția sa areală, mai puternic în anumite zone și mai slab sau inexistent în altele, este posibilă, dar greu de explicat ;

— acceptarea poziției tectonice a tuturor seriilor metamorfice jurasice ar complica schema structurală alpină a domeniului danubian și în multe situații nu ar explica prima contradicție menționată mai sus.

Fără a putea considera o soluție definitivă, este posibil ca asocierea primei și a celei de a treia ipoteze să ofere un cadru genetic acceptabil.

Formațiunile cretacice superioare ale domeniului danubian prezintă o mai mică diversitate litofacială (Năstăseanu, 1975, 1980 ; Pop, 1973 ; Stănoiu, 1982) decât cele jurasice-eocretacice. În cea mai mare parte a domeniului se recunoaște o secvență inferioară pelitică (stratele de Nadvanov), urmată de dezvoltarea formațiunilor de wildflysch uronian superior-senoniene. Doar în partea cea mai internă a domeniului (Rîul Alb) se dezvoltă formațiuni conglomeratice masive, neocretacice.

Formațiunea de wildflysch neocretacică are particularitatea de a găzdui klippe sedimentare aparținând atât unităților tectonice superioare domeniului danubian, în speță pinzele getică și de Severin, cât și secvențelor sedimentare mesozoice proprii acestuia. Situația poate fi explicată prin considerarea unor riduri emerse care separau trogurile de sedimentare ale formațiunilor de wildflysch din care proveneau klippele sedimentare de origine danubiană. Celelalte erau generate de fruntea pinzelor getică și de Severin, ce se deplasau împreună

**Structura alpină a dacidelor marginale.** Complexitatea structurii alpine a domeniului danubian a fost descifrată treptat, începînd cu lucrarea sintetică a lui Codarcea (1940) și continuînd cu contribuțiile succesive ale altor cercetători (printre care Năstăseanu, 1967, 1975, 1980 ; Pop, 1973 ; Stănoiu, 1973 ; Berza et al., 1983), care au dus la

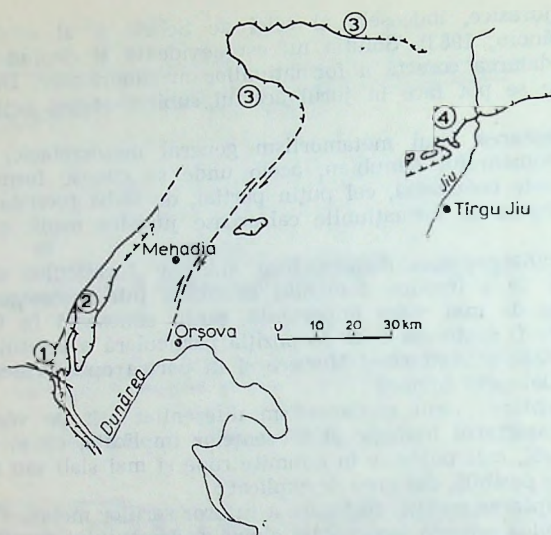


Fig. 95. Schița principalelor încălecări alpine din unitatea danubiană:

(1) - Cozla; (2) - Svinecea; (3) - Bistra Mărului; (4) - Schela.

distingerea mai multor elemente structurale de tipul încălecărilor de soclu sau a decolărilor de cuvertură. Particularitatea acestor structuri este aceea că ele pot fi urmărite cu certitudine pe distanțe mai mult sau mai puțin limitate, nefiind nici una evident generalizată în tot lungul unității danubiene (fig. 95).

În partea sud-vestică a domeniului danubian „pinzele“ de Cozla și Svinecea (Năstăseanu et al., 1981) au poziția cea mai internă, fiind încălecate peste depozitele sedimentare ale zonei Svinița. Dintre acestea, solzul Cozla prezintă particularitatea de a avea un contur de eroziune ce se închide pe falia Rudăria, cu caracter post-pinză. În aceste condiții el poate fi considerat un petic de antrenare al pinzei getice, deci aparținând acestui domeniu. Ipoteza are avantajul că explică, pe de o parte, unele inadvertențe privind poziția depozitelor cretacice superioare de la sud de bazinul Sopot, ca și existența intruziunilor banatice în cristalinul acestui solz. Considerații similare pot fi făcute și pentru solzul Svinecea, cu deosebirea că deocamdată nu se cunoaște continuarea spre nord a planului lui de încălecare.

La sud de Valea Bistra Mărului, metamorfitele de tip Zeicani și granitoidul de Muntele Mic încălecă depozitele jurasice ale zonei Feneș. Corelarea planului acestei încălecări spre nord sau est este controversată.



În jurul granitoidului de Vîrful Pietrii și al formațiunilor metamorfice în care este intrus a fost pusă în evidență (Gherasi, 1937) o încălecare al cărei contur de eroziune este puternic concav spre est. Ea a fost generalizată atît spre nord-est, cît și spre sud-est (Stănoiu, 1973; Berza et al., 1983), ajungînd să fie considerată principala linie de încălecare distinsă în domeniul danubian și care ar reprezenta conturul de eroziune al unei unități danubiene superioare (Berza et al., 1983). Fără îndoială că forma conturului ei incită la acceptarea unei importanțe majore pentru această unitate. În schimb, problema găsirii unui corespondent valabil la sud de peticul de Godeanu scade simțitor posibilitățile de generalizare a încălecării. Curbarea importantă din regiunea Poiana Mărului ar putea fi în parte explicată prin translația dextră a celor două mari panouri ale domeniului danubian, separate de grabenul Cernei și de prelungirea acestuia spre est-nord-est. Această deplasare, care a avut loc și înainte de acoperirea danubianului de către pinza getică, a determinat tensiuni de compresiune în compartimentul situat la nord-vest de graben, rezolvate în încălecarea cu vergență nordică a curbării amintite. O asemenea interpretare explică faptul că doar în Valea Lăpușului, sub planul încălecării, sînt prinse și depozite mezozoice. Ea ar putea reprezenta doar aici reluarea și amplificarea unei încălecări mai vechi, hercinice. Decroșările dextre în lungul grabenului Cernei au avut loc și după punerea în loc a pinzei getice (Bercia, 1975), amplificîndu-le pe cele anterioare.

În partea sudică a domeniului danubian, în bazinul Văii Jiului a fost pusă în evidență (Savu, 1970) încălecarea soclului cristalin peste formațiunea de Schela. Această încălecare a fost prelungită pînă în partea estică a Munților Parîng (Kräutner et al., 1981), schițîndu-se astfel cea mai sudică subunitate a domeniului danubian. Închiderea estică a acestei încălecări este problematică, după cum și vîrsta ei chimerică sau mezocretacică este controversată.

Începînd de la sud de Obîrșia Cloșani și pînă la vest de Schela, deasupra formațiunii de wildflynch neocretacic au fost conturate (Codarcea, 1940; Pop, 1973) mai multe petice alohtone, constituite exclusiv din depozite calcaroase jurasic-eocretacice. Caracterul de structuri de cuvertură este evident, iar geneza lor ar putea fi explicată în mai multe feluri:

— ca elemente decolate de pe zone mai interne și mai ridicate ale danubianului, înainte de punerea în loc a pinzei getice;

— ca petice de rabotaj, situate la baza pinzei getice și/sau a pinzei de Severin.

Existența unor klippe sedimentare constituite din roci de același tip și vîrstă ca și cele din petice pledează pentru prima ipoteză.

În partea de nord și nord-est a peticului Godeanu se pot avea în considerare două petice antrenate la baza pinzei getice, a căror origine poate fi discutată. Descrieri recente (Gherasi et al.: — sub țîpar) ar putea duce la concluzia că ele sînt petice de rabotaj ce ar proveni din aria Dacidelor externe. Într-adevăr, există unele asemănări cu succe-

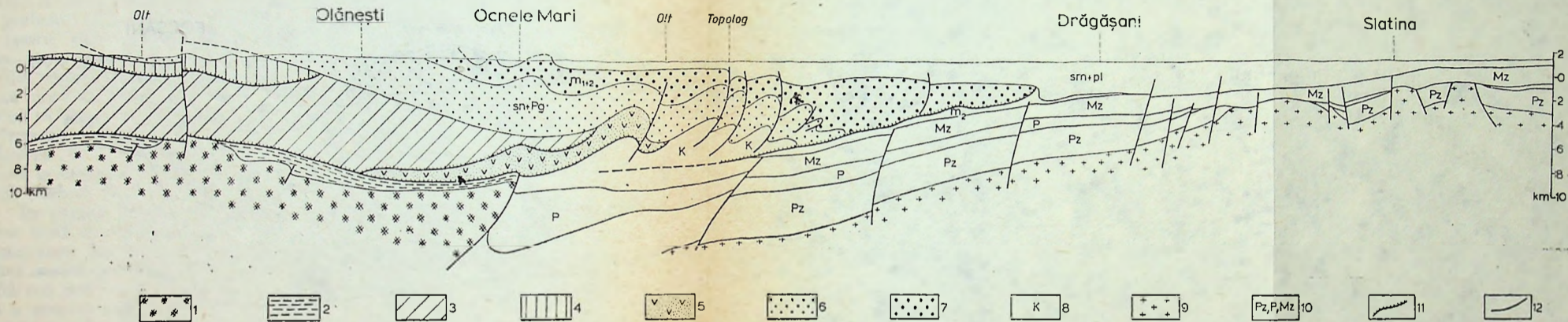


Fig. 96. Secțiune geologică prin Carpații Meridionali și Platforma Moesiacă:

1 - cristalin danubian; 2 - sedime terță ulean; 3 - pinza getică; 4 - pinze supragetice; 5 - pinza de Severin; 6-8 - formațiuni reulate în pinza subcarpatică (6 - senonian-paleogene; post-pinză; 7 - miocene; 8 - cretacee); 9 - soclul platformei moesiace; 10 - acvrtura de platformă 11 - șariaj; 12 - falii; sm + pl - molasa avansosei și acvrturii de platformă.



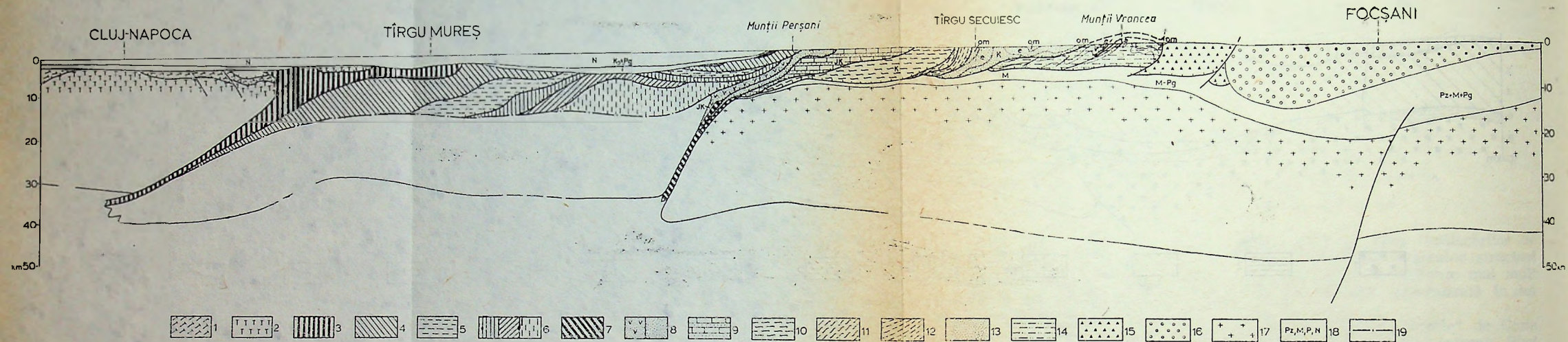


Fig. 97. Secțiune geologică transversală în Carpații românești:

1 - pinze dacice interne; 2 - unitatea de Bihor; 3 - Transilvanide; 4 - pinza bucovinică; 5 - pinza sub-bucovinică; 6 - pinzele infrabucovinică; 7 - sutura dacică externă; 8 - pinzele dacice externe, a. flisului negru și de Baraolt; 9 - pinza dacică externă de Ceahlău; 10 - 15, Moldavide (10 - pinza flisului carbicortical; 11 - pinza de Maca; 12 - pinza de Audia; 13 - pinza de Tarcău; 14 - pinza cutelor marginale; 15 - pinza subcarpatică); 16 - avansata str. s.; 17 - formațiuni metamorfice (subșariate); 18 - formațiuni sedimentare (subșariate); 19 - forfecarea intraerustală pinzelor central-est-carpatice



siuni ce se cunosc în pinza flișului negru din Maramureș, iar existența unui metamorfism alpin și într-o parte și în cealaltă nu face decît să apropie cele două unități comparate. Peticelul de rabotaj din Valca Lăpușnicului și din Soarbele ar proveni de la interiorul ariei de origine a pinzei de Severin.

Unitatea danubiană fiind inferioară pinzelor de Severin și getică, cuvertura sa post-tectogenetică este comună cu a acestora din urmă. Dintre structurile post-tectogenetice cele mai importante care afectează și domeniul danubian este de remarcat în primul rînd grabenul Cernei. Această structură tafrogenică, activă pînă în Neogenul superior și chiar actualmente, a fost generată cel puțin din timpul Mezozoicului. Unele diferențe de facies, eroziunea diferențiată de o parte și de alta a grabenului, imaginarea unor deplasări orizontale dextre în lungul său, înainte de sfîrșitul Cretacicului sînt elemente care susțin vîrsta sa mai veche decît mișcările de șariaj laramic al pinzei getice.

**Relațiile dacidelor marginale cu Platforma Moesică.** Marginea externă a domeniului danubian este acoperită de formațiunile de molasă ale avanfosei carpatice și/sau de acelea ale cuverturii post-tectogenetice paleogene de tip getic. În aceste condiții, relațiile cu unități situate la exterior nu sînt accesibile observației directe. Pentru dezbaterea acestei chestiuni este nevoie să se țină seama de următoarele fapte :

— foraje situate pînă aproape de marginea externă aparentă a unității danubiene au arătat că sub depozitele terțiare se găsesc elemente aparținînd Platformei Moesice ;

— în prelungirea unității danubiene spre est, în Prebalcani, se poate observa direct trecerea treptată de la elementele cutate ale acestora la cuvertura Platformei Moesice.

În aceste condiții se poate accepta că între unitatea danubiană și Platforma Moesică nu se interpune la nivelul formațiunilor preterțiare o altă unitate sau un alt grup de unități alpine, cel puțin din Valea Argeșului spre vest.

Pentru a discuta natura raporturilor ce există între platformă și domeniul danubian este necesar să ne raportăm la două nivele structurale diferite : cel al soclului prealpin și cel al unității alpine propriu-zise.

La nivelul soclului prealpin se constată (fig. 96) că există posibilitatea de a accepta o încălecare a acestuia peste depresiunea permiană (sau neocarbonifer-permiană) ce se dezvoltă în subzmentul subcarpat cu rolul de avanfosă hercinică, suprapusă Platformei Moesice. Această încălecare sau flexură poate să fie pretriasică sau prejurasică, dar amploarea ei este greu de stabilit. La nivelul formațiunilor mezozoice, existența unor fracturi care să separe domeniul danubian de cel moesic nu este exclusă (v. fig. 84), dar ele se înscriu în categoria falii verticale sau subverticale, posibil inverse, sincrone subsidenței terțiare a avanfosei și admițînd de asemenea translații orizontale dextre, paralele cu falia Timocului (fig. 120) și situate la interiorul acesteia.

Relațiile dintre domeniul danubian și Platforma Moesică, considerate conform modelului expus mai sus, pot fi extinse spre est pînă la falia intramoesică și a prelungirii acesteia spre nord-vest. Dincolo de falia menționată se pune problema existenței domeniului danubian ca unitate alpină și a eventualelor lui relații cu domeniul Moldavidelor.

## MOLDAVIDELE

Distinse în partea externă a Carpaților Orientali (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970), Moldavidele grupează unitățile cu tectogeneză majoră de vîrstă miocenă. Din acest grup fac parte, exceptînd pinzele dacidice externe, majoritatea pinzelor din zona flișului precum și pinza subcarpatică.

Unitățile Moldavidelor sînt pinze de cuvertură, constituite numai din formațiuni sedimentare — în cea mai mare parte de tip fliș și subordonat de tip molasic —, dezlipite de pe subasamentul lor primar și șariate spre exterior, în cea mai mare parte peste platformele din fața Carpaților (fig. 97).

În Carpații Orientali, limita internă a Moldavidelor coincide cu limita externă a Dacidelor, aceasta fiind marcată de fruntea pinzei subcarpatice acolo unde aflorează, adică la nord de Valea Trotușului. La sud de această vale, aria de aflorare a Moldavidelor este limitată spre exterior, mai întîi de falia Cașin-Bisoca și, aproximativ din Valea Rîmnicului Sărat spre sud și vest, de conturul de eroziune al depozitelor molasice neosarmatian-pliocene ce le acoperă discordant și care aparțin zonei interne a avanfosei. În acest sector, zona internă a avanfosei se suprapune în mare parte unităților moldavidice, pe care le acoperă în întregime la vest de Valea Ialomiței.

Unitățile moldavidice pot fi pinze monofaciale sau plurifaciale. Variațiile de facies în cadrul fiecărei unități se realizează cu precădere în sens transversal. Se cunosc însă și variații longitudinale de facies în lungul aceleiași pinze.

De la interior spre exterior, unitățile moldavidice sînt următoarele: pinza flișului curbicortical, pinza de Macla, pinza de Audia, pinza de Tarcău, pinza cutelor marginale și pinza subcarpatică.

### Pinza flișului curbicortical

Existența unui contact tectonic pe marginea internă a zonei șisturilor negre, adică a pinzei de Audia, a fost sesizată prima dată de Cernea (1952) care, deși bazat pe date stratigrafice discutabile, trasează între

Valea Moldovei și Valea Bistriței fruntea viitoarei pinze a flișului curbicortical. Aceasta este generalizată pentru toată zona flișului, mai întâi ca o digitație, apoi ca o pinză, de Băncilă (1955, 1958), care o denumește „unitatea est-internă“, și Filipescu (1955), care o distinge sub numele de „pinza internă inferioară“. Denumirea de pinza flișului curbicortical a fost utilizată pentru prima dată (1958) pe ediția I a Hărții tectonice a României (Dumitrescu et al., 1962). Pentru această unitate s-au mai folosit și denumirile de unitate de Teleajen (Popescu et al., 1961), pinza de Teleajen (Ștefănescu, 1969) sau pinza de Palanca (Joja et al., 1968).

Urma planului de șariaj a pinzei flișului curbicortical se cunoaște în tot lungul zonei flișului din Carpații Orientali românești și se continuă și în Carpații ucraineni, cel puțin până în bazinul hidrografic al văii superioare a Tisei. Limita internă a zonei de aflorare a acestei pinze este marcată de fruntea Dacidelor externe; ea se extinde și mai la vest, sub pinzele dacidelor externe, fapt dovedit de câteva ferestre tectonice (Bancu și Lăzărești în Munții Ciucului — Sândulescu, Sândulescu, 1965), ca și de unele foraje (Valea Rece pe Valea Troțușului, Ceahlău, pe marginea sudică a lacului Bicaz).

*Litogeneză și stratigrafie.* Volumul cel mai important în alcătuirea pinzei îl ocupă seria flișului curbicortical. În linii mari, aceasta este constituită dintr-un fliș binar, apropiat de tipul stratelor cu hieroglife în care, la diferite nivele și cu caracter heterocron, se individualizează (fig. 98) una sau mai multe secvențe de fliș grezos (gresia de Cotumba, gresia de Sita-Tâtaru, gresia de Ciugheș, gresia de Măciucu Berții). Arenitele seriei flișului curbicortical — atât cele din flișul binar, cât și cele

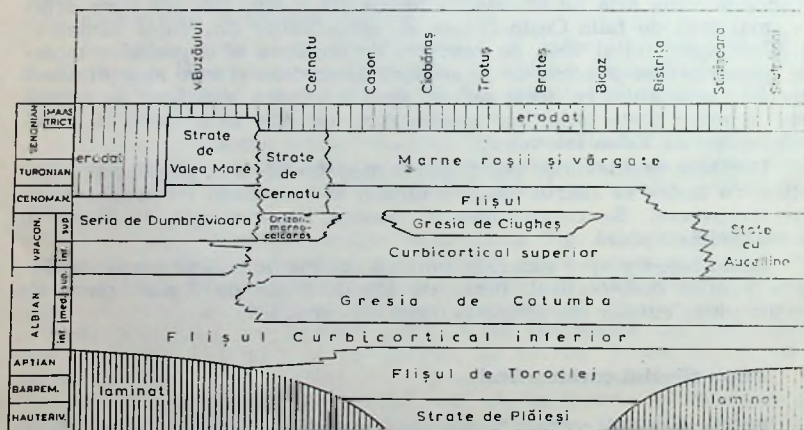


Fig. 98. Schema de corelare litostatigrafică a pinzei flișului curbicortical (după Sândulescu et al., 1974).



din flișul grezos — se caracterizează prin abundența granulelor de cuarț și de mică, sub acest aspect fiind arenite oligomictice micafero; fragmentele litice sînt rare. În cuprinsul gresiei de Cotumba se cunosc microconglomerate sau conglomerate cu aspect lenticular — de Letești și de Tărhăuș —, primele cu aceleași caractere litologice ca și gresiile, iar ultimele cu un pronunțat caracter polimictic. Constituția ariei-sursă în cazul celor două tipuri de conglomerate era local diferită.

Caracterul heterocron al secvențelor de fliș grezos, intercalate în seria flișului curbicortical, arată o activare neuniformă în timp și spațiu a morfologiei sursei materialului arenitic, proces care migrează, într-o oarecare măsură, din partea centrală (în sens longitudinal) a ariei spre partea sudică a ei. Sursa arenitelor din seria flișului curbicortical, ca și a unei părți a celor din flișul de Toroclej, subiacent, era situată în interiorul (vestul) zonei de sedimentare. Ea constituie o cordilieră largă — cordiliera perimoldaviană (Săndulescu, 1980b) — în alcătuirea căreia predominau formațiunile metamorfice (abundența fragmentelor de cuarț și mică), acoperite discontinuu de formațiuni sedimentare subțiri, paleozoice superioare și mezozoice (Săndulescu, Antonescu — sub tipar).

Vîrsta seriei flișului curbicortical este în linii mari albian-vraco-niană (Băncilă, 1958; Filipescu, 1955; Popescu, 1958; Săndulescu, Săndulescu, 1965; Ion, 1976; Ștefănescu, 1978), în anumite sectoare urcînd pînă în Cenomanian sau chiar Turonian (v. fig. 98). Sincron cu partea superioară a seriei, se dezvoltă secvențe pelagice lipsite de intercalații grezoase, fapt care ar putea sugera că sursa de material arenitic a încetat să funcționeze pe anumite porțiuni (corespunzătoare adiacent arilor în care se depuneau formațiunile lipsite sau sărace în intercalații grezoase). Aceste porțiuni au devenit în parte submerse și au permis comunicarea între aria de sedimentare a formațiunilor pelagice similare (seria de Dumbrăvioara) din Dacidele externe cu cele din zona de sedimentare coresponzătoare pinzei flișului curbicortical.

Secvențele de fliș turonian-senonian, cunoscute în partea sudică și centrală a pinzei flișului curbicortical, arată, prin caracterul lor polimictic, o sursă diferită în raport cu cea a areniteor mai vechi. Ele coexistă cu depozite pelagice (v. fig. 98) care se recunosc în multe puncte ale pinzei, arătînd că sursa sau sursele secvențelor de fliș turonian-senonian au debitat în sectoare restrinse.

Problema poziției sursei pentru aceste flișuri se conjugă cu cea prîvind flișurile senoniene din pinza de Audia și în primul rînd a gresiei de Siriu. Spre deosebire de cea din urmă (care va fi analizată mai departe), pentru flișurile marno-grezoase din pinza flișului curbicortical se poate admite, fără prea multe semne de întrebare, că materialul arenitic provine din aria orogenică deja deformată, în speță Dacidele mediane, sau chiar din părți exondate ale Dacidelor externe. Unele secvențe mai masive, grezoase (Valea Mare-Boroșneu, Cernatu-Dobîrlău — Neagu, 1970; Ion, în Săndulescu et al., 1974), ce apar în Senonianul inferior, sugerează fie intervenția unei alte surse (comună cu a gresiei de Siriu?), fie activarea morfologiei sursei flișurilor marno-grezoase. În schimb, sursa materialu-

lui arenitic al gresiei de Măciucu Berții, ce poate urca eventual pînă în Turonian (?) (Popescu, 1958), rămîne aceeași cu cea care a alimentat seria flișului curbicortical, marcînd faptul că cel puțin în zona curbării cordiliera premoldaviană era încă exondată.

În partea centrală (în sens longitudinal) a pinzei flișului curbicortical, cele mai noi depozite sînt reprezentate de o serie detritic-conglomeratică (Săndulescu et al., 1979) turonian-senoniană, cu caractere polimictice. Și pentru această secvență trebuie avută în vedere o sursă diferită față de seria flișului curbicortical, situată probabil tot în aria orogenă deja deformată.

Dezvoltarea areală restrînsă, grosimea relativ mică și intercalarea între formațiuni pelagice arată că secvențele de fliș din intervalul Turonian-Senonian reprezintă faciesuri în general mai îndepărtate de sursa materialului arenitic sau că această sursă a avut o morfologie mai puțin activă și o extindere redusă și discontinuă, în raport cu alte serii de fliș de aceeași vîrstă.

O particularitate litologică a pinzei flișului curbicortical în partea vestică a curbării o constituie dezvoltarea în intervalul Vraconian-Turonian a flișului de Fieni (Stefănescu, 1976) (fliș marnos), în care se intercalează breccii sedimentare ce conțin blocuri predominant pelito-siltice cu faună albiană și/sau vraconiană, ce au fost considerate ca provenind dintr-o cordilieră (cordiliera pecenegiană — Ștefănescu, 1978), situată pe marginea sudică a ariei de sedimentare. Ea ar fi de fapt un rid (haut-fond) de pe care au alunecat blocurile menționate și mai puțin o cordilieră de tipul celor care debitează materialul arenitic pentru diferitele serii de fliș.

Depozitele mai vechi decît seria flișului curbicortical află doar în Valea Bistriței și Tîrgu Secuiesc. Ele sînt reprezentate de flișul de Toroclej și de stratele de Plăiești. Primul arc o constituie compozită, arătînd o alternanță de pachete de tipul flișului binar din seria flișului curbicortical, cu pachete șistoase de tipul șisturilor negre. Stratele de Plăiești sînt similare părții inferioare a seriei șisturilor negre. Aceste caractere dovedesc că aria de sedimentare corespunzătoare pinzei flișului curbicortical era adiacentă nemijlocit spre interior ariei din care au provenit pinzele de Macla și de Audia, pentru care litofaciesul specific al Eocretacicului este reprezentat de seria șisturilor negre, adică de litofaciesul silezian care caracterizează de altfel întregul domeniu moldavidic.

Caracterul specific al ariei de sedimentare corespunzătoare pinzei flișului curbicortical este acela că începînd din Barremian (superior ?) sau Aptian, dar mai ales în Albian, aperturi arenitice importante dinspre interiorul ariei de sedimentare (cordiliera permoldaviană) au înlocuit litofaciesul silezian. Diferențele de grosime dintre depozitele eocretacice din aria de sedimentare a flișului curbicortical și cele din unitățile moldavidice mai externe (fig. 99) arată că cea mai activ subsidentă zonă longitudinală a domeniului moldavidic corespunde, în Cretacicul inferior, ariei din care provine pinza flișului curbicortical.

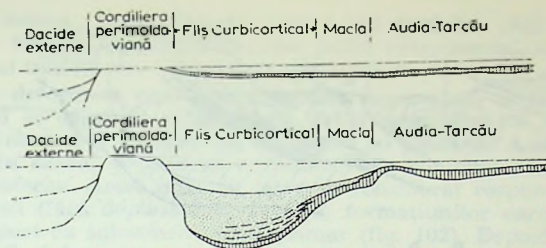


Fig. 99. Secțiune schematică privind poziția cordilicerei perimoldaviciene.

În partea sudică a curburii Carpaților românești în pinza flișului curbicortical s-au păstrat și formațiuni paleogene și miocene inferioare. În Eocen (faciesul de Șotriile), ele îmbracă un litofacies de fliș binar de tipul stratelelor cu hieroglifă, pentru care sursa arenitelor trebuie acceptată ca fiind situată spre nord-vestul aricii de sedimentare, în orogenul deja deformat. Depozitele oligocene și o parte din cele miocene inferioare îmbracă un facies șistos-bituminos (faciesul de Valea Caselor — Ștefănescu, 1978), urmat de nivelul evaporitic miocen inferior și de stratele de Cornu, burdigaliene. Nu există dovezi directe privind extinderea spre nord, în lungul flișului curbicortical, a flișului eocen sau a depozitelor mai noi, cunoscute în zona de curbură. Indirect, interpretând prezența în cantitate relativ mare a microfaunei specifice faciesului de Șotriile în depozitele burdigaliene din molasele subcarpatice (Săndulescu et al., 1980) se poate presupune că faciesul de Șotriile cel puțin s-a dezvoltat spre nord de zona de curbură, ulterior fiind complet îndepărtat de eroziune.

**Structură și tectogeneză.** Un caracter specific pentru o bună parte a pinzei flișului curbicortical este dezvoltarea cutelor care își păstrează ambele flancuri, adesea deversate spre exterior. Cutele sînt în general largi, mai ales cele anticlinale, înscriindu-se într-un stil de cutare dejectiv. Descifrarea structurii cu flancuri inverse permite o mai clară înțelegere a stratigrafiei seriei flișului curbicortical și unele variații transversale de facies.

În sectorul central (în sens longitudinal) al pinzei se constată o avansare mai importantă a celei mai externe cute deversate (Săndulescu, Săndulescu, 1965), fapt care pune în contact tectonic seria flișului curbicortical (secvențele sale superioare) cu flișul de Torocleș (fig. 100). Acest contact tectonic — limitat în extinderea sa direcțională — a fost generalizat pentru întreaga arie a pinzei de către Bucur (1980) care ajunge astfel să separe o unitate de Torocleș ce nu-și găsește nici suportul stratigrafic și nici pe cel structural.

Dintre caracterele specifice pinzei flișului curbicortical trebuie menționată și dezvoltarea, de asemenea în sectorul central, a faliiilor nor-



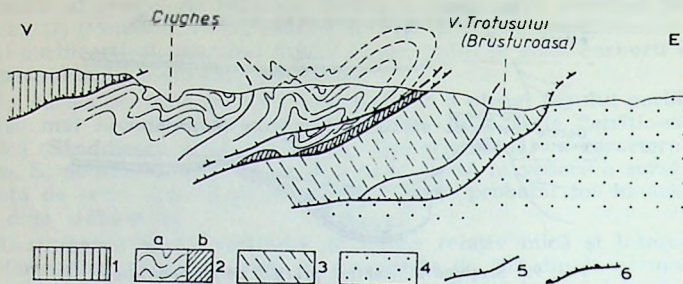


Fig. 100. Secțiune transversală prin pinza flișului curbicortical (bazinul Văii Trotușului):

1 - pinza de Ceahlău; 2 - pinza flișului curbicortical (a - fliș curbicortical; b - fliș de Torocleji); 3 - pinza de Audia; 4 - pinza de Tarcău; 5 - distitaie; 6 - șariaj.

male listrice (falii normale curbe — Săndulescu et al., 1962), care arată aparent o vergență inversă față de cea generală (adică spre interior), determinată în fapt de curbura planului faliei, (concvă spre interior); asemenea falii se mai regăsesc în partea sudică a pinzei de Tarcău.

Spre extremitatea nordică și sudică, structura pinzei devine mai simplă, probabil datorită faptului că și aria de sedimentare corespunzătoare se îngustează.

Planul de șariaj al pinzei flișului curbicortical are un caracter subsevent în raport cu structurile unității, așa cum se întâmplă de fapt cu toate pinzele din zona flișului. Datorită recutării ulterioare, poziția planului de șariaj în partea frontală a pinzei poate fi verticală sau chiar deversată spre interior (fig. 101). Citeva foraje care au traversat pinza

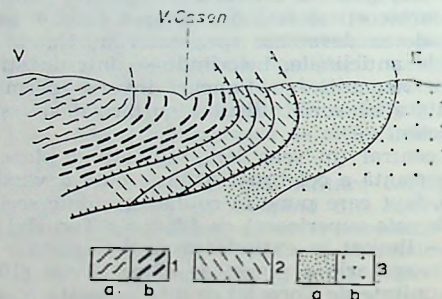


Fig. 101. Partea frontală recutată a pinzelor de Audia și a flișului curbicortical:

1 - pinza flișului curbicortical (a - fliș curbicortical; b - fliș de Torocleji); 2 - pinza de Audia; 3 - pinza de Tarcău;

(Ceahlău, Ghimeș, Valea Teleajenului) arată însă că planul de șariaj devine spre interior mai mult sau mai puțin suborizantal, apropiindu-se de poziția lui inițială din timpul deplasării pinzei.

Prima deformare care a afectat aria de origine a pinzei flișului curbicortical se plasează (Ștefănescu, 1978) spre sfârșitul Senonianului (faza Iaramică timpurie), marcind, în raport cu pinza de Audia, un decalaj invers în sensul polarității orogenice, dar contemporan cu șariajul Dacidelor externe. Acest moment poate fi considerat responsabil și pentru dezlipirea (fără deplasare orizontală) formațiunilor care vor alcătui pinza în raport cu subasamentul lor primar (fig. 102). Depozitele mai noi decît această deformare, depuse în aria corespunzătoare pinzei flișului curbicortical, au făcut parte din aceeași zonă de sedimentare cu cele ale cuverturii post-pinză a Dacidelor externe.

Următoarea tectogeneză importantă ce a afectat pinza este cea stirică veche, intraburdigaliană. Precizarea acestei faze este determinată de faptul că cele mai noi formațiuni, situate sub planul de șariaj al pinzei, aparțin Miocenului inferior (Burdigalianului), în timp ce conturul de eroziune (urma) al planului de șariaj este acoperit discordant de molasa de Dofteana (Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980) ce debutează tot în Burdigalian\*.

Recutarea planului de șariaj a avut loc mai târziu, probabil în timpul tectogenezei principale a pinzei de Tarcău și a pinzei cutelor marginale.

### Pinza de Macla

Seria de Macla a fost considerată (Popescu, 1958) ca reprezentind un facies lateral al flișului curbicortical (în speță a seriei de Teleajen) sau a fost înglobată (Băncilă, 1958) în partea inferioară a acesteia din urmă. O parte din aflorimentele aparținind seriei de Macla — în sensul acordat în prezent — au fost cuprinse în stratele de Zagon (Filipescu, 1955), care erau atașate „zonei de solzi“, adică pinzei de Audia. Separarea unității mai întii la sud de Valea Buzăului (Popescu et al., 1961), apoi pînă la Covasna (Dumitrescu et al, 1968) a delimitat aria de aflorire a acesteia. Conținutul litostratigrafic al unității a fost în cea mai mare parte precizat de Ștefănescu (1976, 1978).

Conturul de eroziune al planului de șariaj al pinzei de Macla se urmărește de la Covasna — unde descrie o mică semifereastră și un cap tectonic — spre sud și apoi spre sud-vest, pînă aproape în Valea Teleajenului, unde este acoperit discordant de molasa de Dofteana.

Ea reapare în bazinul Văii Dimbovița, aflorind între pinza flișului curbicortical și cea de Tarcău. Extinderea spre vest, sub pinza flișului

---

\* Burdigalianul este înțeles în sensul acceptat de Congresul Neogenului de la Lyon și acoperă intervalul de timp dintre Acvitanian și Badenian (Langhian).

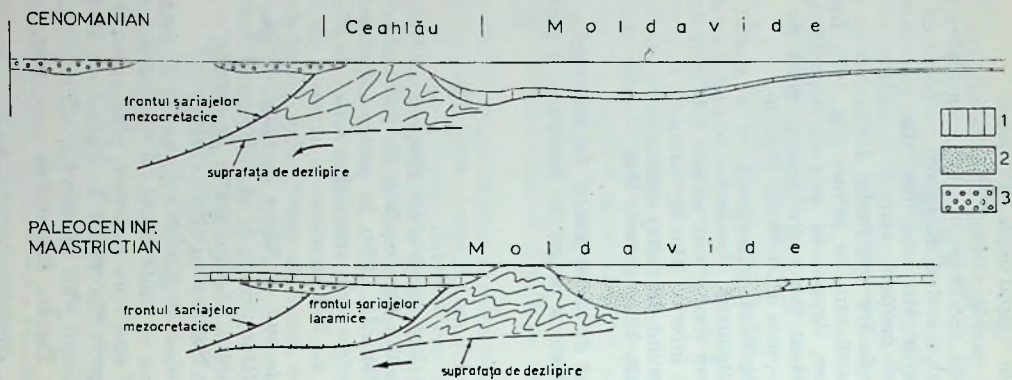


Fig.102. Schema formării succesive a pinzelor de cuvertură în zona flișului din Carpații Orientali.



curbicortical, a fost dovedită de forajele din Valea Teleajenului. La nord de Depresiunea Brețcu, formațiuni aparținând pinzei de Macla au mai fost întâlnite — sub pinza flișului curbicortical — în forajul de la Ghimeș (pe Valea Trotușului) și, în afloriment, pe Valea Brateșului (bazinul Tarcăului).

Pinza de Macla este încălecată de la interior de pinza flișului curbicortical care o acoperă complet la nord de Depresiunea Brețcu (cu excepția Văii Brateșului). Între Covasna și Valea Sîriului, pinza încăleacă cea de Audia, pe care o acoperă apoi complet și ajunge în contact direct cu pinza de Tarcău.

Cele mai vechi depozite (albian superior ? — vraconiene) cunoscute în pinza de Macla îmbracă un litofacies asemănător cu cel al flișului curbicortical (exceptând flișurile grezoase), cu particularitatea că admite intercalații de marne și argile roșii. Următorii doi termeni cuprind un fliș șistos cenușiu închis (vraconian-turonian), urmat de un fliș grezos arcozian (turonian) (Ștefănescu, 1976). Începînd cu Senonianul superior, în pinza de Macla se urmărește o succesiune asemănătoare cu cea din pinza flișului curbicortical (Ștefănescu, 1976, 1978), arătînd o omogenizare a ariei de sedimentare a celor două unități. Molasa de Doftena reprezintă pentru pinza de Macla depozite post-tectogenetice (post-pînză).

Structura internă a pinzei de Macla arată o imbricare avansată, în solzi fiind antrenate și depozite oligocen-eomiocene (facies de Slon) (Ștefănescu et al., 1980). Șariajul pinzei este contemporan cu cel al pinzei flișului curbicortical, precum și cu cel al pinzei de Audia, înscriindu-se în faza stîrică veche.

### Pinza de Audia

Încălecarea șisturilor negre din aria ce alcătuiește astăzi pinza de Audia peste depozitele paleogene de la exteriorul lor a fost semnalată mai întîi de Uhlig (1907) care separă în zona flișului două pinze majore: pinza beskidică (în a cărei parte frontală aflorează șisturile negre) și pinza sub-beskidică (situată la exteriorul primeia). Mai tîrziu această încălecare a fost asimilată, în linii mari, cu fruntea pinzei marnelor roșii senoniene (Mrazec, Popescu-Voitești, 1914). După o perioadă în care amploarea și importanța încălecării șisturilor negre au fost diminuate (Macovei, 1927), Preda (1939) și mai tîrziu Atanasiu (1943) reconsideră planul din fruntea șisturilor negre, considerîndu-l un plan de șariaj; ultimul o denumește pînză internă. Băncilă (1952) aduce noi argumente în favoarea existenței șariajului șisturilor negre peste Paleogen în faciesul gresiei de Tarcău și o denumește mai întîi „pinza șisturilor negre“, iar ulterior (Băncilă, 1958) „unitatea medio-internă“. Pe Harta tectonică a României, ea a fost figurată sub numele de „pinza șisturilor negre“ (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1970).

Urma planului de șariaj al pînzei de Audia se urmărește de la granița de nord a țării, în tot lungul zonei flișului pînă în bazinul Văii Buzăului, în regiunea de curbură a Carpaților românești. De aici spre sud-vest, ea este acoperită tectonic de pînza de Macla și implicit de pînza flișului curbicortical, unități pe sub care se mai prelungește, de-a lungul curburii, dar este greu de precizat deocamdată pînă unde.

Marginea internă a pînzei de Audia este marcată în afloriment de urma planelor de șariaj ale pînzei flișului curbicortical sau, de la sud de Covasna, ale pînzei de Macla. Unele foraje (Ceahlău, pe malul lacului Bicaz, Ghimeș, pe Valea Troțușului, și forajul Doftana, în Munții Ciucaș) au arătat că pînza de Audia se dezvoltă mult spre interior în raport cu aria ei de aflorare pînă la verticala pînzei de Ceahlău (sau cel puțin a părții frontale a acesteia).

*Litogeneză și stratigrafie.* Partea principală a pînzei de Audia este constituită din seria șisturilor negre, a cărei dezvoltare litologică este specifică grupului facial silezian din aria flișului carpatic. În primele două treimi este vorba de o suită predominant argiloasă sau silică, în parte bituminoasă, de culoare închisă, iar în treimea superioară are caractere mai pronunțate de fliș, cu gresii cuarțoase glauconitice. Excepționind treimea superioară, seria șisturilor negre nu reprezintă un fliș tipic; numai în unele secvențe ale treimii inferioare se recunoaște o anumită ritmicitate a intercalațiilor de arenite, gradate.

În linia mari, seria șisturilor negre ocupă intervalul Barremian-Albian (Băncilă, 1955, 1958; Filipescu, 1955); există unele opinii că ea ar putea coborî și în Hautervianul superior (Filipescu, 1955), precum și date recente conform cărora ultimii metri ai flișului cu gresii cuarțoase glauconitice ar urca în Vraconian (Antonescu et al., 1978).

Arenitele din seria șisturilor negre sînt polimictice în treimea inferioară și medie, oligomictice, în treimea superioară de tip fliș. În ambele cazuri, ele conțin fragmente de șisturi verzi de tip dobrogean, fiind cele mai vechi depozite în aria flișului din Carpații Orientali, în care se cunosc aceste roci remaniate din vorland. Situaarea sursei materialului arenitic în cadrul vorlandului, prezent în seria șisturilor negre, pare evidentă, conform celor de mai sus, diversificarea ei fiind o necesitate impusă de caracterele diferite ale arenitelor flișului cu gresii cuarțoase, în raport cu arenitele din primele două treimi ale seriei. De fapt, problema principală ar fi explicarea apariției masive și relativ bruste a materialului oligomictic cuarțos în locul celui cu caractere polimictice. O ipoteză ar putea fi aceea conform căreia aria-sursă a arenitelor s-a extins asupra unei zone largi care era constituită doar din depozite grezoase-cuarțoase (paleozoice sau vendiene) și care au furnizat — în zăcămint secundar — gresiile cuarțoase ale flișului albian din seria șisturilor negre. Pe de altă parte, s-ar putea invoca o origine asemănătoare cu a gresiilor de Kliwa din depozitele oligocene ale pînzelor moldavidice externe, adică o origine eoliană a materialului oligomictic care a fost redepus apoi în bazinul marin adiacent. Această ipoteză ar avea avantajul că ar putea explic mai ușor extinderea remarcabilă în suprafață a gresiilor cuar-

foase glauconitice (glauconitul fiind autigen) în tot cuprinsul faciesului silezian al Eocretacicului din flišul carpatic (din regiunea de curbură a Carpaților românești pînă în Carpații Cehoslovaciei și chiar mai departe, în unele flišuri din Alpii orientali). Cea de a doua ipoteză ar necesita un context oarecum greu de realizat, și anume expunerea pe o mare suprafață a unei singure formațiuni, dificultate care rezidă și în constituția destul de neomogenă a ariei de aflorare a vorlandului carpatic (în timpul Cretacicului inferior).

La alcătuirea pinzei de Audia participă, cu un volum restrins datorită grosimii reduse, și depozite vraconian-turoniene, predominant argiloase și vărgate, depuse în continuitate peste seria șisturilor negre. O particularitate a acestor formațiuni este aceea că între ele se intercalează breccii sau gresii grosiere, bogate în fragmente de granodiorite roșii. Sursa acestor granodiorite a fost considerată a fi o cordilieră intrageosinclinală, denumită „cordiliera cumană“ (Murgeanu, 1934). La alcătuirea cordiliei comune mai luau parte și roci verzi, asemănătoare șisturilor verzi dobrogene (Filipescu, Alexandrescu, 1962). Poziția cordiliei cumană în raport cu ariile de sedimentare ale pinzelor moldavice este doar în parte precizată. Sint două probabilități care se pot avea în vedere :

— cordiliera cumană era situată între aria de sedimentare a pinzei de Audia și cea a pinzei de Macla ;

— cordiliera cumană se găsea între zona de sedimentare a depozitelor din pinza de Audia și cea a depozitelor din pinza de Tarcău.

Cele două ipoteze se bazează pe faptul că elementele de granodiorite roșii se găsesc, pe lângă rocile menționate în pinza de Audia, și în roci detritice cunoscute în pinza de Macla, precum și în roci detritice intercalate în stratele de Lupchianu (echivalente cu argilele vărgate) din pinza de Tarcău (partea ei internă).

În ambele cazuri trebuie avut în vedere că această cordilieră a funcționat în intervalul Vraconian-Turonian (cu totul excepțional și pe o arie restrînsă și în Senonian — „pinza argilelor rubanate“ — Ștefănescu, 1978) și că ea reprezintă un șir de insule mai mult sau mai puțin extinse în lungime și probabil nu prea largi, orientate în lungul zonelor izopice de sedimentare. Ținînd seama de faptul că cel mai frecvent rocile cu granodiorite roșii se găsesc în pinzele de Audia și de Macla, s-ar putea accepta că majoritatea insulelor erau situate între ariile de sedimentare corespunzătoare acestor unități și mai rar între cele corespunzătoare pinzei de Audia și celei de Tarcău. Sub acest aspect, cordiliera cumană propriu-zisă ar corespunde situației menționate în prima ipoteză, cea de a doua fiind o cordilieră secundară, paralelă cu cea principală și avînd aceeași constituție petrografică.

Modelul paleogeografic expuse mai sus (v. fig. 99) aduce indirect informații asupra constituției subasmentului primar al pinzelor moldavice care, conform naturii materialului furnizat de cordilierile situate în interiorul domeniului lor de sedimentare, era de tip continental (granodiorite, șisturi epimetamorifice) sau mai precis caracterizează o arie cu scoarță continentală. Prezența elementelor de șisturi verzi de tip dobro-



gean arată că el poate fi comparat cu cel din vorlandul carpatic, cu precizarea că în zona cordiliei cumanе (incluzind o arie mai extinsă decît cordiliera propriu-zisă) au fost puse în loc granodiorite ce ar trebui să fie cel puțin de vîrstă paleozoică, adică mai noi decît seria șisturilor verzi, și cel mult de vîrstă jurasică sau neocomiană, adică mai vechi decît seria șisturilor negre. Prima presupunere pare mai ușor de acceptat.

Caracterul discontinuu, insular, al cordiliei cumanе, ca și al cordiliei-satelit al acesteia, explică faptul că domeniile de sedimentare corespunzătoare pînzelor de Audia, Macla și Tarcău puteau comunica — cel puțin înainte de Senonian —, justificînd asemănări și îndințări litofaciale.

În partea inferioară a argilelor vîrgate din pînza de Audia și a echivalentelor lor din pînza de Tarcău se cunosc intercalații de tufite și de silicolite a căror origine este legată de procese vulcanice (Papiu et al., 1976). Acest nivel se extinde în toată aria faciesului silezian al zonei flișului carpatic, fiind înfilnit și în alte zone mai interne, de exemplu în zona klippelor pienine (Birkenmajer, 1977).

Originea materialului vulcanic din tufite — care prin poziția lor au o vîrstă vraconian-cenomaniană — ar putea fi legată de procese magmatice extruzive care au succedat deformărilor tectogenezei mesocretacee. Locul și amploarea proceselor este mai greu de precizat. Urmînd o ipoteză formulată de Rădulescu (Rădulescu, Dimitrescu, 1982) pentru explicarea originii tufurilor (andezitice?) cunoscute în depozite turonian-senoniene și paleogene din zona flișului, s-ar admite că tufitele sînt legate de un magmatism andezitic de arc insular care ar fi apărut în aria corespunzătoare Dacidelor externe ca urmare a unor subducții cretacee, în speță mezocretacee. Desigur, nu este exclusă, și probabilitatea, mai ales că acest nivel tufitic vraconian-cenomanian se extinde pînă în zona klippelor pienine, ca materialul vulcanic să provină din aria Transilvanidelor, unde de asemenea au avut loc subducții mesocretacee. Problema rămîne deschisă mai ales pînă cînd se vor putea aduce noi precizări privind caracterul andezitic (calco-alkalin) al materialului vulcanic, presupus mai demult de Băncilă și Papiu (1962).

Cele mai noi depozite din pînza de Audia cunoscute pe teritoriul Carpaților Orientali românești sînt reprezentate de un fliș grezos, masiv, cum este gresia de Siriu (senonian-paleocenă — Popescu et al., 1961; Bratu, 1966) în regiunea de curbură sau gresia de Prisaca, senonian-eocenă (Agheorghiesi et al., 1967; Ionesi, 1971) în Valea Moldovei și mai la nord. Materialul detritic ce constituie flișurile grezoase senonian-paleogene are un caracter polimictic, bogat în mîce; o particularitate semnificativă este dată de prezența, cel puțin în gresia de Siriu, a elementelor detritice de roci bazice (și ultrabazice?).

Dezvoltarea unui fliș grezos masiv, senonian-paleogen, în aria de depunere a pînzei de Audia este — cel puțin în aria de curbură — un „accident” sedimentologic inserat între o arie cu sedimentare de tip fliș marno-grezos sau chiar depozite pelagice, spre interior (pînza flișului curbicortical și pînza de Macla), și alt fliș marno-grezos (flișul de Horgazu, din partea internă a pînzei de Tarcău), spre exterior. În acesta

din urmă se intercalează și secvențe de fliș grezos (cu fragmente de roci bazice) (Sândulescu, Sândulescu, 1964b) care ar reprezenta un „ecou“ al gresiilor de Siriu spre exterior.

Predominarea transportului dinspre sud-sud-vest în gresia de Siriu (Dumitriu, Dumitriu, 1964), face destul de dificilă, cel puțin pentru acest fliș, recunoașterea sursei materialului detritic și mai ales a poziției ei. Ea ar trebui plasată pe marginea internă a zonei corespunzătoare pinzei de Audia și ar avea o poziție comparabilă cu a cordiliei cumană. Unei astfel de asemănări i se opune natura materialului detritic din gresia de Siriu — bogată în cuarț și mică —, diferit în raport cu cel al gresiilor și brecciilor arcoziene cu granodiorite, produs de cordiliera cumană în intervalul Vraconian-Turonian. Este deci nevoie să se aibă în vedere o altă sursă în care să predomine formațiunile cristalofiliene, dar în cuprinsul căreia să existe și roci bazice. Această sursă ar putea fi :

— paralelă și eventual adiacentă cordiliei cumanе, dar cu o constituție net diferită, deși tot de natură continentală ;

— situată în zone mai interne (Dacide mediane sau externe) materialul detritic fiind transportat (prin canioane submerse?) peste aria corespunzătoare pinzelor flișului curbicortical și de Macla și redistribuit apoi în lungul zonei de sedimentare ;

— situată direct în prelungirea direcțională a ariei de sedimentare corespunzătoare pinzei de Audia, care ar fi suferit o ridicare periclinală la începutul Senonianului.

Apariția sursei de material detritic pentru gresia de Siriu ar coincide, în aria pinzei de Audia, cu un moment de deformare redusă, manifestată prin caracterul slab discordant al gresiei de Siriu pe formațiunile mai vechi din această unitate (fig. 103). Aceeași poziție slab discordantă este recunoscută parțial și pentru gresia de Prisaca.

Sursa materialului detritic pentru gresia de Prisaca poate fi asemănătoare cu cea a gresiei de Siriu doar în cazul primelor două ipoteze menționate mai sus. Cea de a treia s-ar exclude din cauza distanței prea mari de la sursă la aria de depunere a gresiilor de Prisaca.

*Structură și tectogeneză.* Stilul de deformare a depozitelor din pinza de Audia este caracterizat de imbricarea deasă a unor solzi constituiți în primul rînd din depozite ale seriei sîsturilor negre și din argile vîrgate, în unele cazuri antrenînd și flișuri grezoase senonian-paleogene. Această particularitate structurală a fost de altfel socotită un criteriu de nominalizare a pinzei de Audia, denumită de Filipescu (1955) „zona de solzi“ și considerată nejustificat o digitație a pinzei de Tarcău. Solzii recunoscuți în pinza de Audia au o direcție apropiată de marginea ei externă, față de care formează totuși un unghi foarte ascuțit,, dovedind astfel că generarea lor a precedat șariajul pinzei. Decalajul între formarea solzilor și șariajul poate să fie mic și să se înscrie în durata aceluiași moment de tectogeneză sau poate să corespundă la momente de tectogeneză diferite.

La nord de Valea Moldovei, în cuprinsul pinzei de Audia se pot distinge două subunități. Cea externă este caracterizată de largă dez-

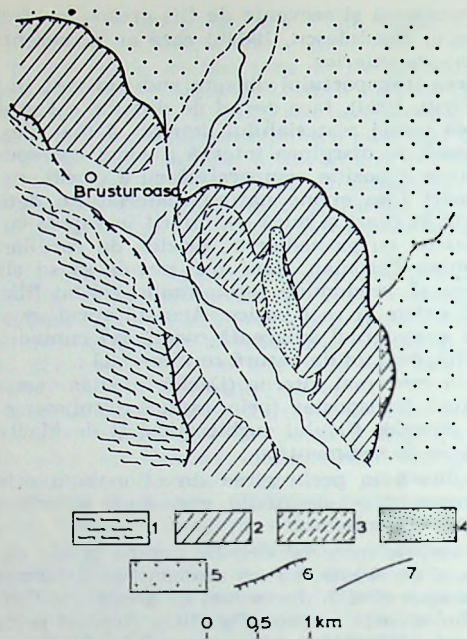


Fig. 103. Poziția discordantă a gresiei de Siriu în pinza de Audia (în Valca Troșușului):

1 - pinza flișului curbicortical; 2 - pinza de Audia (2 - seria sisturilor negre; 3 - argilele vărgate; 4 - gresia de Siriu); 5 - pinza de Tarcău; 6 - șariaj; 7 - falii inverse.

voltare a gresiei de Prisaca, care constituie partea principală a corpului subunității. De altfel, numai în această subunitate s-a dovedit prezența și a nivelelor eocene în flișul grezos; ea corespunde cu zona Skupova a pinzei de Cernahora (echivalentă cu pinza de Audia) din Carpații ucrainieni. Subunitatea internă (corespunzătoare zonei Cernahora s. str.) se prelungește și la sud de Valea Moldovei în tot lungul pinzei de Audia până în zona de curbură. Flișul grezos superior argilelor vărgate este cunoscut și în subunitatea internă, dar aici nu există dovezi că el ar urca până în Eocen, putînd fi comparat în consecință cu gresia de Siriu (senonian-paleocenă). Această diferență privind vîrsta cea mai nouă a flișului grezos ar constitui un caracter distinctiv între cele două subunități (sau digitații) ale pinzei de Audia. Lipsa, la sud de Valea Moldovei, a digitației externe s-ar datora îngustării și dispariției zonei de sedimentare ce-i corespunde.



Planul de șariaj al pinzei de Audia a fost deformat ulterior terminării procesului de încălecare. Ca urmare a recutării planului, este destul de frecventă situația în care acesta are în partea frontală a pinzei o poziție verticală sau chiar răsturnată (v. fig. 101). Existența șariajului este controlată însă de câteva foraje săpate în aria de aflorare a pinzei de Audia (Siriu, Negrileasa, vest Frasin) care au traversat planul de șariaj și au interceptat depozitele pinzei de Tarcău de dedesubt.

Vârsta șariajului pinzei de Audia este intraburdigaliană. Cele mai noi depozite încălecate de pinză sînt fie flișul de Vinețișu, fie formațiunea de Slon, echivalentă cu el. Conținutul micropaleontologic al flișului de Vinețișu arată că acesta urcă pînă în Miocenul inferior, probabil în Burdigalianul bazal (Ștefănescu et al., 1979; Gh. Popescu — date inedite). Primele depozite discordante ce acoperă conturul de eroziune al pinzei sînt cele aparținînd molasei de Doftana (Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980) a cărei parte inferioară este de asemenea burdigaliană. Dacă se face referință la denumirile „clasice” ale momentelor de tectogeneză, șariajul pinzei de Audia corespunde fazei stirice vechi, așa cum a fost arătat mai demult de Dumitrescu și Săndulescu (1968). El este contemporan cu șariajul pinzelor de Macla și al flișului curbicortical.

Șariajul pinzei de Audia a fost precedat, ca de altfel al tuturor pinzelor moldavidice, de o deformare a depozitelor ce le alcătuiesc, contemporană cu dezlîpirea acestora de pe subasamentul lor primar (v. fig. 102). În cazul pinzei de Audia, dezlîpirea a putut începe încă din timpul Cretacicului superior, odată cu deformarea care a precedat depunerea gresiei de Siriu și/sau a gresiei de Prisaca. Întrucît deformările corespunzătoare tectogenezei săvace nu mai sînt dovedite în aria Moldavidelor, deoarece în stratele de Vinețișu, încălecate de pinză, s-a dovedit prezența Miocenului inferior, se poate trage concluzia că procesul de formare a solzilor pinzei de Audia a precedat cu puțin procesul de deplasare prin șariaj și că ambele se înscriu în cadrul tectogenezei stirice vechi, intraburdigaliene. Cum pinzele de Macla și a flișului curbicortical, care sînt șariate peste cea de Audia, sînt pinze epigliplice, momentul tectogenetic intraburdigalian a trebuit să fie însoțit și de o perioadă de croziune, eventual scurtă, dar destul de intensă, care a separat în timp formarea solzilor și procesul de șariaj.

Recutarea planului de șariaj mai ales în partea frontală a pinzei de Audia (v. fig. 101) este contemporană cu șariajul unităților mai externe, în speță a pinzei de Tarcău și a cutelor marginale. Succesiunea celor trei procese, cutare și solzare-șariaj-recutare, se poate recunoaște la fiecare din pinzele de acoperire ale Moldavidelor. Ceea ce diferă de la o unitate la alta este lungimea intervalului de timp ce le separă.

### Pinza de Tarcău

Definirea pinzei de Tarcău ca o unitate plurifacială, grupînd mai multe digitații, se datorează lui Dumitrescu (1948, 1952) care a conturat și semiferestrele Oituz și Vrancea.

Într-o sinteză privind zona flișului din Moldova centrală, Atanasiu (1943) acordase rang de pinză fiecărei subunități a pinzei de Tarcău, corespunzând unor faciesuri specifice. Ulterior s-a dovedit că o parte din aceste pinze aparțin pinzei de Tarcău, iar altă parte, pinzei cutelor marginale.

În unele porțiuni, conturul de eroziune al pinzei de Tarcău a fost recunoscut aproximativ în forma lui actuală încă din deceniul al patrulea (în sudul Munților Vrancei, de Murgeanu și Filipescu, 1937, în bazinul Văii Tazlăului, de Băncilă, 1940 ; etc.).

Distingerea zonelor izopice de facies s-a făcut în tot lungul pinzei (Dumitrescu, 1952 ; Joja, 1952 ; Grigoraș, 1955 ; Popescu, 1952 ; Pătruț, 1955 ; Băncilă, 1955 ; Dumitrescu et al., 1971), luându-se în considerare mai ales intervalul corespunzător Eocenului în care se constată cea mai accentuată diversificare litofacială.

Conturul de eroziune al pinzei de Tarcău (urma planului de șariaj) este extrem de festonat, în raport cu alte pinze moldavidice din Carpații Orientali. La nord de frontiera țării, ea se racordează cu pinza de Skole (sau zona skibelor). În bazinul Văii Buzăului, partea frontală a pinzei este acoperită discordant de depozite molasice neosarmatlian-pliocene aparținând zonei interne a avanfosei. Acestea din urmă ajung treptat ca la vest de Valea Ialomiței să acopere în întregime pinza. Foarte caracteristic sînt semiferestrele Vrancea și Oituz (Dumitrescu, 1948, 1952), Bis-trița (Băncilă, 1955 ; Joja, 1955) și Putna (Joja, 1954), precum și ferestrele Dumesnic (Atanasiu, 1939) sau Mitocul lui Bălan (Joja, 1955).

În afloriment, marginea internă a pinzei de Tarcău este marcată de urma planului de șariaj a pinzei de Audia sau a celei de Macla. Ea se prelungește însă, conform unor date de foraj, și mai la vest, sub încălcarea unităților mai interne, ajungînd în unele sectoare (forajul Ceahlău) pînă sub pinza flișului curbicortical.

*Litogeneză și stratigrafie.* Pinza de Tarcău se pretează la o analiză interesantă a dezvoltării faciesurilor de fliș și a particularităților bazinului de sedimentare a acestora.

Cele mai vechi depozite cunoscute în pinza de Tarcău, în afloriment sau în foraje, sînt reprezentate de seria șisturilor negre care au, în linii mari, caractere asemănătoare cu cele din pinza de Audia. Deosebiri se înregistrează mai ales la nivelul Albianului :

— în unele părți (Ojduța, Ghelînța), gresiile cuarțoase glauconitice sînt aproape absente (Săndulescu, Săndulescu, 1964 b), iar litofaciesul șistos urcă pînă la limita superioară a seriei ;

— în alte părți (Valea Uzului), la nivelul Albianului se dezvoltă gresii cuarțoase micacee, cu matrice calcaroase (gresiile de Farcu-Băncilă, 1955).

Aceste situații, corelate cu cele cunoscute în pinza cutelor marginale, mai externă, de asemenea la nivelul Albianului, sugerează destul de clar că sursa gresiilor glauconitice, deși externă, a debitat doar în anumite segmente ale marginii ariei de sedimentare a Moldavidelor în

timpul Albianului și că materialul detritic, transportat probabil prin canioane submarine, s-a distribuit longitudinal și uniform mai ales în cuprinsul ariei corespunzătoare pinzei de Audia.

Depozitele vraconian-turoniene, predominant pelagice, din pinza de Tarcău (strate de Lupchianu, Dumitrescu, 1952, sau strate de Cîrnu, Băncilă, 1955) sînt mai bogate în roci marnoase și marnocalcaroase decît echivalentele lor din pinza de Audia. Faptul ar sugera o adîncime mai mare de sedimentare a celor din urmă, situată sub nivelul de compensare a calciului (CCL)\*. În pinza de Tarcău se cunosc și nivelele ceneritice și silicolitice în partea inferioară a intervalului Vraconian-Turonian, sincronice cu cele din pinza de Audia.

Sedimentarea de tip fliș debutează pe întreaga arie a pinzei de Tarcău în partea terminală a Turonianului sau în extrema bază a Senonianului. Ea va continua în partea internă a pinzei în Miocenul inferior, în timp ce în partea externă, începînd din Oligocen, litofaciesurile de tip fliș vor fi înlocuite de alte tipuri de depozite sau se vor dezvolta doar la cîteva nivele restrînse.

Flișurile senonime prezintă două litofaciesuri, unul marnogrezos (Horgazu) la interior și al doilea calcaros (Hangu) la exterior. Litofaciesul de Hangu este mai larg rîspîndit în pinza de Tarcău, cel de Horgazu fiind restrîns uneori la zonele ei cele mai vestice. Sursele materialului detritic din cele două litofaciesuri sînt opuse, situație care se va menține pentru întreaga succesiune pînă în Miocen. Sursa internă, carpatică, poate fi considerată pînă la un punct comună cu cea a gresiei de Siriu, flișul de Horgazu putînd fi o secvență mai îndepărtată a primeia. Ipoteza este susținută de prezența unor secvențe grezoase intercalate în flișul de Horgazu, care au caractere petrografice asemănătoare cu gresia de Siriu (Săndulescu, Săndulescu, 1964 b). Sursa externă, platformică, este bine marcată de prezența detritusului de șisturi verzi de tip dobrogean, prezent în arenitele flișului de Hangu. Zona axială a trogului de sedimentare a flișurilor senoniene din aria corespunzătoare pinzei de Tarcău era situată în treimea internă a acesteia.

Prin alcătuirea lor litologică, flișurile paleocene arată o sedimentare relativ complexă. În partea internă, litofaciesul flișului de Horgazu urcă pînă în baza Paleocenului (Săndulescu J., 1972) și este urmat mai întîi de o secvență vărgată (orizontal bazal al gresiei de Tarcău — Săndulescu et al., 1962) și apoi de o parte a flișului grezos, reprezentat de gresia de Tarcău, inferioară (fig. 104). Sursa materialului detritic pentru acest interval, ca și pentru întreaga suită a gresiei de Tarcău, este internă, carpatică. În partea mediană și externă a pinzei de Tarcău, o mare parte a Paleocenului este reprezentat de un fliș marno-grezos (flișul de Putna), urmat de stratele de Straja (fliș vărgat), situate la partea terminală a Paleocenului și în baza Eocenului inferior (Joja et al., 1963; Bratu, Alexandrescu, 1970; Dumitrescu et al., 1971). Heterocronismul flișului vărgat (fig. 104) este urmat de migrarea spre exterior a zonei axiale a fosei

\* Calcium Compensation Level.



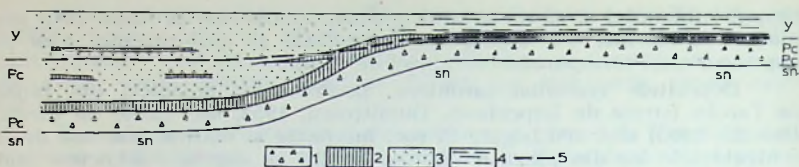


Fig. 104. Faciesurile Paleocen-Eocenului inferior în pinza de Tarcău:

1 - fliș de Putna (parțial Horgăzu); 2 - fliș vârgat; 3 - fliș grezos; 4 - fliș grezo-marnos; 5 - nivel de corelare stratigrafică.

de sedimentare, evidențiată de extinderea ariei în care se depun depozite asemănătoare gresiei de Tarcău (flișul de Ciunget) și de restrângerea treptată a celei în care se mai cunosc fragmente de sisturi verzi de tip dobrogean. Procesul se continuă mai puțin evident în timpul Eocenului și Oligocenului, dar foarte net în Miocenul inferior, la sfârșitul căruia practic întreaga arie a pînzei de Tarcău este dependentă de sursa internă, carpatică. Această schimbare remarcabilă, intraburdigaliană, a fost precedată de instalarea unei perioade de sedimentare evaporitică (gipsurile inferioare și, pe alocuri, sarea) și a corespuns primului episod molasic cunoscut în cuprinsul Moldavidelor (molasa de Doftana — Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980).

Apariția sedimentării molasice în aria corespunzătoare pînzei de Tarcău succede primei tectogeneze moldavidice, celei stirice vechi, care a afectat unități mai interne. Ea ilustrează exemplul în care aceeași formațiune molasică poate fi post-tectogenetică pentru un anumit grup de unități și pre-tectogenetică pentru altul.

Migrarea zonei axiale a fosse de sedimentare a flișurilor din pinza de Tarcău s-a realizat în condițiile unei sedimentări neîntrerupte. Ea a prezentat câteva deplasări mai accentuate, dintre care ultima este evident legată de desfășurarea unor tectogeneze majore în imediata apropiere, cele mai timpurii avînd mai puțin clar o asemenea legătură (fig. 105), care nu este însă exclusă.

*Procese tectono-sedimentare.* O particularitate tectono-sedimentară a secvenței oligocen-eomiocene din partea internă a pînzei de Tarcău o constituie dezvoltarea unor nivele de tip wildflysch. Este vorba de faciesul de Slon (Popescu, 1958) pus în evidență mai întîi la curbura, în Munții Buzăului, și apoi extins atît spre nord (Bucur, 1980; Săndulescu, 1965), cît și spre sud-vest (Ștefănescu, 1978). Caracteristica acestui facies o constituie dezvoltarea unor nivele de brezii sedimentare sau de sedimente redepute (olistostromă) în cuprinsul părții superioare a gresiei de Fusaru (oligocenă) sau a stratelor de Vinețușu (oligocen-miocene). Recent, asemenea nivele au putut fi stabilite și în cuprinsul părții inferioare a Oligocenului, sub gresia de Fusaru (văile Uzu și Cioabănuș). Problema esențială care privește aceste nivele de tip wildflysch este aceea a originii materialului alohton. Klippele sedimentare sînt constituite din roci asemănătoare cu cele cunoscute în faciesul de Șotriile paleocen-eocen. Pe

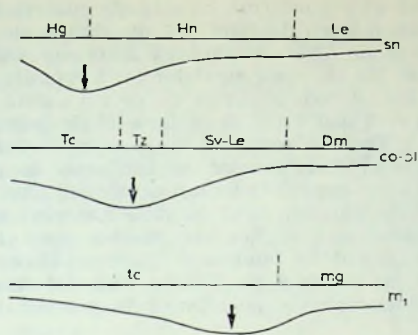


Fig. 105. Migrația axei fosei de sedimentare a flișurilor din Moldova/idele externe; zone de facies:

Hg - Horgazu; Hn - Mangu; Le - Lepșa; Tc - Tarcău;  
 Tz - Tazlău; Sv-Le - Sucevița-Leșunț; Dm - Doamna;  
 tc - pinza de Tarcău; mg - cute marginale.

de altă parte, la vest de Valea Teleajenului a fost distinsă o „pînză a argilelor rubanate” (Ștefănescu, 1978) care reprezintă de fapt mari corpuri dezrădăcinate, alcătuite din argile vărgate, breccii arcoziene cu granodiorite și gresii masive, de vîrstă cretaciac superior-paleocenă, diferite de faciesul de Șotriile. Cele două grupe de roci ar putea proveni din arii diferite, după cum, exceptînd în parte intervalul Paleocen, ele ar putea fi reunite într-o succesiune unitară cu caractere specifice.

Stabilirea ariei de origine a materialului și a elementelor alohtone este dificilă, deoarece, cel puțin din Valea Sîriului spre nord, la vest de pinza de Tarcău nu se cunosc actualmente depozite aparținînd faciesului de Șotriile care să fi alimentat wildflyschul de Slon, așa cum este cazul la sud și vest. În această situație se pot avea în vedere următoarele ipoteze :

— formațiunile paleocene și eocene ale faciesului de Șotriile erau dezvoltate și în acoperișul gresiei de Sîriu de unde au fost îndepărtate prin dezlipire și alunecare, dar și prin eroziune înainte de încălecare a pinzelor de Macla și a flișului curbicortical :

— aria pinzei de Audia era în mare parte exondată cu excepția unor sectoare transversale care facilitau deplasarea spre exterior în aria de sedimentare a wildflyschului de Slon a unor secvențe din faciesul de Șotriile situat pe pinza de Macla și/sau cea a flișului curbicortical ;

— a existat o arie situată între domeniul pinzei de Audia și cel al pinzei de Tarcău cu caractere de rid, pe care s-a depus în Paleocen o secvență asemănătoare cu cea de Șotriile, dar mai ales bogată în argile și marne roșii, rid de pe care au decolat klippele sedimentare și materialul resedimentat în faciesul de Slon.

Fiecare ipoteză este conformă cu situația materialului alohton din wildflyschul oligocen-miocen de Slon. Ultima dintre ele poate să explice mai ales lipsa la nord de Valea Buzăului a klippeelor sedimentare constituite din pachete de fliș de tipul stratelor cu hieroglifă și predominarea materialului roșu. Este totodată curios de ce nu există klippe sedimentare constituite din roci mai vechi decât faciesul de Șotrițe (fliș de Macla, gresie de Siriu etc.). Trebuie remarcat de asemenea că faciesul cu brezii sedimentare și material resedimentat se întâlnește la partea internă a Depresiunii Krosno din Carpații Orientali ucrainieni (corespunzătoare părții interne a pinzei de Tarcău), pînă în văile Latorîței și Ujului și acolo fiind prezent tot materialul argilos sau marnos roșu. Intercalarea unei arii relativ înguste de rid în intervalul Paleocen-Eocen între domeniul pinzei de Audia și cel al celei de Tarcău este documentată indirect și necesită acceptarea acoperirii ei complete prin procese de șariaj de către pinza de Audia.

*Structură și tectogeneză.* Caracterul polifacial al pinzei de Tarcău a condus și la deformarea ei diferită în funcție de caracterele litologice ale flișurilor ce o compun. În același sens trebuie privită și geneza digitațiilor sale.

În partea internă în care sînt dezvoltate faciesurile flișurilor grezoase masive (gresia de Tarcău, gresia de Fusaru), digitația formată, denumită „digitația gresiei de Tarcău“ (fig. 106), este cea mai largă subunitate a pinzei. Ea este caracterizată de o cutare în care predomină culele verticale sau deversate, largi și bine exprimate, faliolate pe flancuri. Acest caracter se menține și la nord de frontiera țării, caracterizînd depresiunea centrală sau Depresiunea Krosno din Carpații ucrainieni și polonezi. Înspre sud-vest, unde structurile pinzei se afundă, caracterele structurale ale digitației gresiei de Tarcău sînt prezente în special în pintenul de Homoricu.

Digitațiile mediane ale pinzei de Tarcău — digitația Ciunget, digitația Sboina Frumoasă — în care persistă faciesuri de fliș grezos în special în Eocenul mediu arată de asemenea structuri largi. Ele sînt înguste (fig. 106), intrucît și aria coresponzătoare acestor litofaciesuri nu era prea largă.

Digitațiile externe ale pinzei de Tarcău în care faciesurile de fliș grezos dispar aproape complet se caracterizează printr-o imbricare avansată. La nord de semifereastra Bistriței, culele-solzi ce se succed aproape paralel prezintă același stil tectonic ca și în zona skibelor din continuarea peste granița a unității Carpaților Orientali ucrainieni. În conformitate cu faciesurile Paleogenului, au putut fi distinse skibele externe și skibele interne (Micu, 1982), primele prezentînd un grad de imbricare mai avansat.

Erodate parțial în aria semifereștrilor deschise de eroziune în cuprinsul pinzei de Tarcău, digitațiile externe ale acesteia se regăsesc bine dezvoltate la sud de fereastra Vrancei. Ele prezintă aici o particularitate specifică: în timp ce în partea frontală a pinzei au vergența



externă, normală, în partea internă sînt separate de falii normale curbe (falii listrice) care dau impresia unor vergențe inverse, spre interior.

Relațiile dintre structurile pinzei de Tarcău și planul de șariaj al acesteia arată clar că deformarea seriilor sedimentare și șariajul s-au produs în două momente diferite, așa cum s-a mai arătat și pentru alte pinze de acoperire din zona flișului (v. fig. 102). Prima deformare implică și depozite miocene inferioare, fiind contemporană cu șariajul pinzelor moldavidice mai interne. Ea a determinat dezlipirea seriilor sedimentare de pe soclul lor primar, fără a presupune deplasarea spre exterior a acestora.

Cel de al doilea moment este cel al șariajului principal, care a dus la acoperirea tectonică a pinzei cutelor marginale și a unei părți a celei subcarpatice. Prezența sub planul de încălecare a pinzei de Tarcău a unor depozite badeniene inferioare permite datarea acestui șariaj ca fiind post-langhian. Cele mai vechi depozite post-pînză care acoperă clar conturul de eroziune al unității de Tarcău sînt sarmațian superioare (Depresiunea Comănești zona cutelor diapire). În acest interval de timp trebuie plasat și momentul tectogenezei principale a pinzei de Tarcău. El poate fi intrabadenian sau, mai nou, intrasarmațian. Din considerente regionale și ținînd seama de întinerirea progresivă a vîrstei șariajelor pinzelor moldavidice, considerăm îndreptățită prima supoziție, a vîrștelor intrabadeniene, care corespunde tectogenezei stirice noi. Un argument indirect în acest sens ar fi constituit de dezvoltarea formațiunii superioare cu sare din Car-

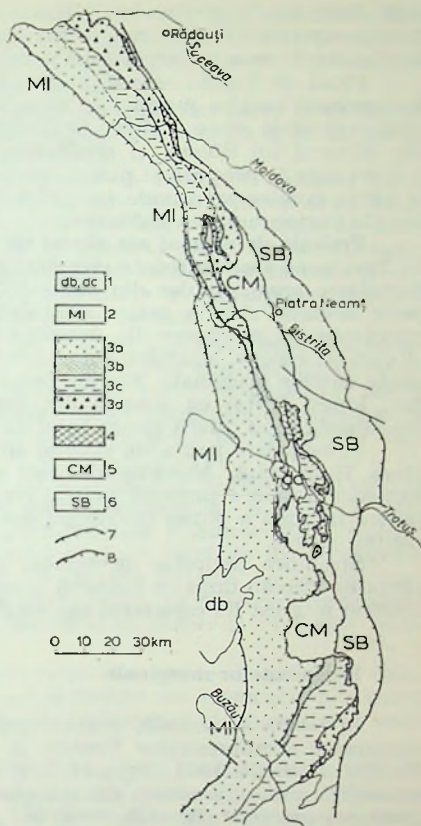


Fig. 106. Schița digitațiilor pinzei de Tarcău: 1 - depresiuni molasice (db - depresiunea Brețcu; dc - depresiunea Comănești); 2 - pinzele moldavidice interne (MI); 3 - pinza de Tarcău (a - digitația gresiei de Tarcău; b - digitația de Ciunguț - Sboina Frumoasă; c - digitația Tazlău - Valea Rea - skibele interne; d - digitația externă - skibele externe); 4 - petecele de rabotaj al pinzei de Tarcău; 5 - pinza cutelor marginale (CM); 6 - pinza subcarpatică (SB).

pații Orientali la limita între Badenianul inferior (Langhian) și Badenianul superior (Kossovian), la fel cum formațiunea inferioară cu sare, burdigaliană, este contemporană tectogenezei stirice vechi.

Pinza de Tarcău este o pinză epiglipctică, șariajul ei fiind precedat, în cuprinsul cutelor marginale, de o perioadă de eroziune. Dovezile privind amploarea mare a pinzei de Tarcău sînt, pe lângă ferestrele (Dumesnic, Mitocul lui Bălan), și semiferestrele (Putna, Bistrița, Oituz, Vrancea) pe care le prezintă și numeroasele foraje care au străbătut-o, intrînd în pinza cutelor marginale sau în elemente aparținînd pinzei subcarpatice (în partea sudică a curbării).

**Peticile de rabotaj ale pinzei de Tarcău.** În partea frontală a pinzei de Tarcău au fost antrenate elemente structurale mai mult sau mai puțin dezvoltate areal, smulse din domeniul cutelor marginale și transportate peste aceasta. Aceste petice de rabotaj (Dumitrescu et al., 1969) sînt constituite cu precădere din depozite oligocene și miocene inferioare, pe alocuri și eocene, dezvoltate în faciesuri similare cu cele cunoscute în pinza cutelor marginale. Ele nu trebuie confundate (Ionesi, 1968; Mutihac, Ionesi, 1974) cu această din urmă unitate, rangul în clasificarea structurală fiind diferit (pinza fiind de rang superior peticului de rabotaj).

Principalele petice de rabotaj sînt, de la sud la nord: Voevodaea, Gura Humorului, Manahia-Moinești și Tirgu Ocna. Origine și poziție tectonică similare prezintă peticul de rabotaj al sării ce se dezvoltă în partea frontală a pinzei de Tarcău din Valea Nărujii pînă în Valea Rimnicului Sărat.

Structura peticelor de rabotaj arată că ele au fost antrenate de pinza de Tarcău după ce fuseseră afectate de eroziune, subliniind și confirmînd în acest fel caracterul său epiglipctic.

### Pinza cutelor marginale

În forma ei actuală, pinza cutelor marginale a fost distinsă după conturarea semiferestrelor Vrancei și Oituz (Dumitrescu, 1948, 1952), a Bistriței (Băncilă, 1955; Joja, 1955) și a Putnei (Joja, 1954). Ea a mai fost cunoscută sub denumirea de „unitate marginală” (Dumitrescu, 1952), „unitatea externă” (Băncilă, 1955) sau „unitate submarginală” (Joja, 1952).

Limita internă a unității în afloriment este marcată de conturul de eroziune al pinzei de Tarcău. Pinza cutelor marginale a fost însă găsită prin numeroase foraje mult spre vest, sub pinza de Tarcău. În unele sectoare, de exemplu în Munții Oituzului, forajele au întîlnit cutele marginale sub pinza de Tarcău, pe aproape toată lărgimea acestora din urmă. Și mai la nord, la vest de fereastra Dumesnic, cutele marginale se găsesc în aceeași situație.

Limita externă a pinzei cutelor marginale a fost mai mult timp controversată, participarea depozitelor miocene la alcătuirea părții sale frontale fiind un impediment în separarea ei de pinza subcarpatică. Forajele și cercetările de detaliu (Mirăuță, 1962; Micu, 1976 a, b) au ajuns să precizeze traseul acestei limite, în semifereastra Bistriței, co-

relind datele de suprafață cu cele de foraj. La sud de Valea Trotușului, limita externă a pinzei cutelor marginale (Dumitrescu, 1952) corespunde cu „linia marginală a flișului“. Ea este acoperită tectonic la sud de semifereastra Vrancei de către pinza de Tarcău.

*Litogeneză și stratigrafie.* Formațiunile care iau parte la alcătuirea pinzei cutelor marginale sînt în exclusivitate sedimentare și se extind pe intervalul Cretacic inferior — Miocen inferior.

Cretaciul inferior este dezvoltat într-un litofacies apropiat de al șisturilor negre, cu caractere mai pregnante de fliș în semifereastra Vrancei (stratele de Streiu — Dumitrescu, 1952) și mai puțin ritmice în semifereastra Bistriței (stratele de Sărata — Băncilă, 1955). Cretaciul superior nu este dezvoltat în facies de fliș (vărgat, radiolaritic în bază și calcaros-detritic în secvența superioară), în schimb în Paleocen se dezvoltă un fliș de tipul stratorlor cu hieroglife, relativ subțire.

Eocenul îmbracă faciesuri de fliș doar în digitația Greșu din semifereastra Vrancei, cu o poziție mai internă. În rest sînt dezvoltări detritic-calcaroase sau marno-șistoase, de grosimi relativ reduse. De altfel, întreaga secvență sedimentară a pinzei cutelor marginale este redusă ca grosime în raport cu succesiunile izocrone din pinza de Tarcău, în special cu cele interne (v. fig. 105).

La nivelul Oligocenului și Miocenului inferior, pe lângă dezvoltarea litofaciesului bituminos cu gresie de Kliwa, cunoscut și în pinza de Tarcău, se remarcă intervenția uneori predominantă a sedimentării grosiere, conglomeratice, cu elemente detritice de șisturi verzi de tip dobrogean. Acest caracter care marchează poziția externă în aria de sedimentare moldavică este prezent și la nivele mai vechi, în Paleocen (conglomerate de Strei, conglomerate de Horăcioara) și uneori și în Eocen (conglomerate de Cernegura).

Dezvoltarea secvențelor de fliș numai la nivele disparate și relativă absență a intercalațiilor de conglomerate cu elemente provenind din vorland sînt unele dintre caracterele principale ale succesiunii sedimentare a pinzei cutelor marginale.

Atît transversal, cit și longitudinal se pot recunoaște variații de facies, uneori substanțiale. Așa de exemplu în semifereastra Bistriței (Săndulescu, Micu, în Micu et al., 1976 a) cutele cele mai interne arată la nivelul Paleocenului litofaciesul flișului de Putna, propriu pinzei de Tarcău. O variație de facies asemănătoare se stabilește și în sens longitudinal dacă se au în vedere succesiunile de la nord de semifereastra Putnei, în Carpații ucrainieni. În cutele Pocuției, care reprezintă continuarea septentrională a pinzei cutelor marginale, cea mai mare parte a stivei sedimentare îmbracă faciesuri asemănătoare cu cele din pinza de Tarcău, abia în partea lor externă apropiindu-se de cele cunoscute în semifereastra Bistriței. Situația poate fi explicată prin variații de facies, dar și prin distingerea a două subunități în cuprinsul pinzei, așa cum ele sînt clar dezvoltate în sud, în Munții Vrancei (v. fig. 105).

Intrucît în unitatea cea mai externă a Moldavidelor, pinza subcarpatică, nu sînt cunoscute depozite mai vechi decît cele eocene supe-



rioare, asemănătoare cu cele din cutele marginale, s-ar putea trage concluzia că și la nivele inferioare sedimentarea avea aceleași caractere. În caz contrar, trebuie admis că cel puțin pînă în Eocenul superior, aria corespunzătoare cutelor marginale era cea mai externă arie mobilă aparținînd Moldavidelor și că în domeniul subcarpatic sedimentarea putea îmbrăca aspecte de tip platformă. În ambele cazuri, dezvoltarea mai substanțială a secvențelor de tip fliș doar în partea internă a pînzei cutelor marginale arată apropierea de arii mai stabile, reprezentate de domeniul vorlandului.

*Structură și tectogeneză.* Caracterul structural principal al pînzei cutelor marginale este dezvoltarea cutelor cu flanc invers, deversate, culcate sau răsturnate. Acest caracter este pregnant mai ales în partea externă a unității (fig. 107) și se urmărește în tot lungul ei.

Complexitatea structurală a pînzei este, cel puțin aparent, variabilă de la un sector la altul. În linii mari se constată că :

— în semifereastra Vrancei se disting foarte clar două subunități (Dumitrescu, 1963), cea internă (Greșu) acoperind-o practic în întregime pe cea externă (Coza) (v. fig. 106, 108) ;

— o asemenea situație nu se mai întâlnește în celelalte sectoare în care cutele marginale aflorază, deși ar putea să fie doar aparentă, determinată de eroziunea mai puțin întinsă în comparație cu Munții Vrancei sau de faptul că subunitatea internă a fost erodată de pe o mare parte a ariei cutelor marginale înainte ca acestea să fie acoperite tectonic de pînza de Tarcău ;

— între cutele marginale din semifereastra Bistriței și cele din Pocuția există diferențe de facies care îndreptățesc să se distingă de asemenea două subunități (Săndulescu, 1980a) (Pocuția, mai internă, și Bistrița, mai externă) între care există relații de încălecare și de înlocuire în releu ;

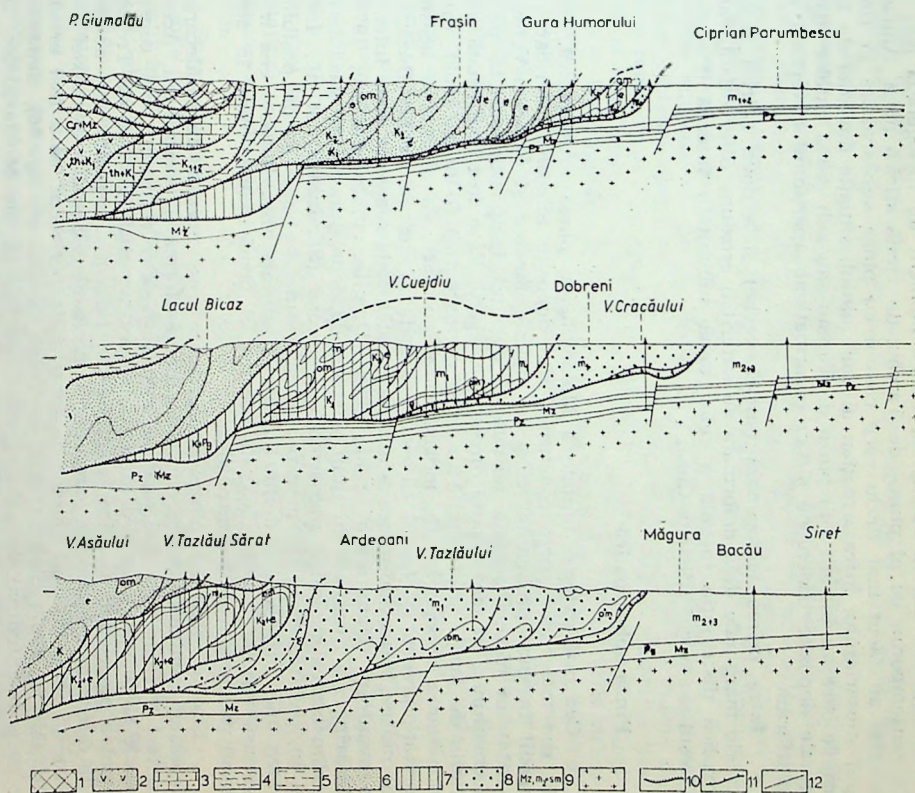
— dezvoltarea litostratigrafică diferită atît între subunitățile de Greșu și de Coza din semifereastra Vrancei, cît și între cele de Pocuția și Bistrița ar apropia subunitățile interne, în care flișurile sînt mai substanțiale reprezentate, lăsînd totodată posibilitatea corelării celor externe.

Corelarea prezentată mai sus este conformă cu faptul că atît înspre nord (Pocuția), cît și spre sud (Vrancea) subunitatea externă este complet depășită tectonic de cea internă, precum și cu faptul că peticele de rabotaj din fruntea pînzei de Tarcău, smulse din cutele marginale, au unele afinități cu subunitățile lor interne. Ea mai explică și faptul că la nord de fereastra Dumesnic cutele marginale nu au mai fost întîlnite în foraje sub pînza de Tarcău (v. fig. 107), fiind depășite mult de șariajul acesteia. Rămînerea în urmă a pînzei cutelor marginale în acest sector se poate datora opririi într-un prag mai ridicat al platformei care în mișcarea sa de subșariaj a provocat și o forfecare senestră a unității, decalînd spre interior segmentul situat la nord.

Cele mai noi depozite implicate în structura pînzei cutelor marginale sînt de vîrstă miocenă inferioară (burdigaliană). În consecință, prima deformare importantă a avut loc, ca și pentru pînza de Tarcău,

Fig. 107. Secțiuni transversale prin Moldova și vorland (după Săndulescu și Visarion, 1981):

1 - pinzele central-est-carpatice; 2 - pinza flișului negru; 3 - pinza de Ceahlău; 4 - pinza flișului curbicortical; 5 - pinza de Audeia; 6 - pinza de Tarcău; 7 - pinza cutoilor marginale; 8 - pinza subcarpată; 9 - acoperitura de platformă (Pz - Paleozoic; Mz - Mezozoic; m<sub>1,2,3</sub> - Badenian și Sarmatian inf.); 10 - soclul platformei; 11 - scaraj; 12 - digitație; 13 - falie.



în tectogeneza stirică veche. Al doilea moment de tectogeneză este și el contemporan cu al pinzei de Tarcău, de vîrstă stirică nouă. Ambele unități au făcut mai tîrziu corp comun cu pinza subcarpatică în timpul subșariajului intrasarmațian al vorlandului, situație dovedită de fazele care au întîlnit sub pinza de Tarcău sau sub cea a cutelor marginale depozite badeniene și/sau eosarmațiene aparținînd cuverturii de platformă.

Între prima tectogeneză (stirică veche) și a doua (stirică nouă) cutele marginale deja deformate au suferit o eroziune diferențiată, care explică distribuția inegală a celor două subunități, internă (Pocuția-Greșu) și externă (Bistrița-Coza).

### Pinza subcarpatică

Cea mai externă unitate a Moldavidelor, pinza subcarpatică, este în cea mai mare parte constituită din depozite miocene inferioare și medii în care predomină cele de molasă. Mrazec și Popescu-Voitești (1914) au distins această unitate ca o pinză incipientă, șariată peste formațiunea cu sare depusă direct pe vorland. Ea a fost confirmată mai tîrziu de foraje și denumită unitatea pericarpată (Băncilă, 1958). Predominarea depozitelor de molasă care iau parte la alcătuirea acestei unități, precum și faptul că este acoperită la vest de Valea Buzăului de molase sarmațian-pliocene a determinat încadrarea ei la zona internă a avanfosei (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1970). Restringerea avanfosei în timp și spațiu la depresiunea care găzduiește sedimentarea molasică neosarmațian-pliocenă (Săndulescu et al., 1981 a, b), post-tectogenetică în raport cu cele mai noi șariaje, dă posibilitatea unei mai precise definiții a pinzei subcarpatice. Ea este cea mai extinsă unitate moldavidică, încălecară ei urmărindu-se pînă în sectorul meridional al Subcarpaților.

Limita externă a pinzei subcarpatice este marcată de încălecare depozitelor miocene peste cuvertura de platformă a vorlandului. Acest contact tectonic află doar la nord de Valea Troțușului unde corespunde și cu cea ce s-a denumit fală pericarpată. La sud de Troțuș, fruntea pinzei subcarpatice și implicit și fală pericarpată sînt acoperite discordant de molasă sarmațian superioară-pliocenă a avanfosei externe (s. str.). Pe baza datelor de foraj, fală pericarpată a fost urmărită (Motaș, 1967) pînă la vest de Valea Oltului (v. fig. 96), depășind în sens longitudinal dezvoltarea celorlalte unități ale Moldavidelor. În unele sectoare, între Valea Troțușului și Valea Buzăului, fală pericarpată este înlocuită la interior de o altă fală inversă, Cașin-Bisoca, cu care nu trebuie confundată, aceasta din urmă fiind mult mai tînără, intrapleistocenă, contemporană deformărilor corespunzătoare tectogenezei valahe.

Limita internă a pinzei subcarpatice este marcată în afloriment de conturul frontal al pinzei cutelor marginale sau al celei de Tarcău.



În fapt, depozitele pinzei se continuă și sub acestea din urmă, dar cu grosimi relativ mici (v. fig. 107, 108).

*Litogeneză și stratigrafie.* Cele mai vechi depozite întilnite în afloriment în pinza subcarpatică sînt de vîrstă priaboniană (Culmea Pleșu — strate de Bisericiani). În afara acestora se mai cunosc în câteva puncte (Sărata-Bacău, Valea Mare, Ciortea, Năruja) depozite oligocene dezvoltate în litofaciesul bituminos-menilitic, cu gresii de Kliwa sau conglomerate.

Elementul caracteristic unității subcarpatice îl constituie însă depozitele miocene inferioare, dezvoltate în litofacies molasic și/sau de schlier. Molasele debutează după un episod sedimentogen evaporitic (halogen) reprezentat de formațiunea inferioară cu sare, cunoscut în afloriment și din foraje pînă cel puțin în Valea Oltului. Formațiunile molasice sînt fie conglomeratice, fie grezoase, distribuția acestor două litofaciesuri fiind neuniformă și neregulată în funcție de direcția și energia agenților de transport. La partea terminală a Miocenului inferior se instalează un facies predominant pelitic, cu intercalații de grosimi foarte variabile de nisipuri (litofaciesul de schlier) care urcă și în baza Badenianului. În secvența de schlier se intercalează unul sau două pachete de cîțiva zeci de metri grosime de evaporite (gipsuri), cu cel superior fiind asociate și tufuri. Ele nu sînt cele mai vechi tufuri cunoscute în depozitele terțiare ale Moldavidelor, intrucît în partea inferioară a Miocenului din pinza de Tarcău (flișul de Vinețșu și de Podu Morii) sau din cutele marginale (sisturile disodilice superioare) se cunosc nivele cineritice. Un nivel foarte răspîdit de tufuri este cunoscut în Badenianul inferior (Langhian), pe întreg cuprinsul pinzei subcarpatice, și chiar mai la interior decît aceasta. După sedimentarea celei de a doua formațiuni evaporitice (formațiunea superioară cu sare), badeniană, sedimentarea molasică se reinstalează pînă în Sarmațianul inferior și/sau mediu.

Sursa materialului detritic din molasele miocene inferioare sînt variabile în lungul ariei corespunzătoare pinzei subcarpatice. În Subcarpații Moldovei, sursa este evident externă, situată în vorland, marcată de abundența fragmentelor de șisturi verzi de tip dobrogean. Concomitent cu această sursă, care alimentează rocile grosiere (gresii și conglomerate, în domeniul de sedimentare subcarpatic ajung și produsele fine (recunoscute în pelite) ce provin din ariile interne. Ele au fost recunoscute datorită abundenței microfaunelor eocene și senoniene, reședimentate în pelitele molasei și schlierului miocene inferioare. Modul de transport și sedimentare ale acestor produse fine este încă puțin cunoscut, avînd în vedere că ele provin de la interiorul domeniului pinzei de Tarcău, pe care se cunosc de asemenea depozite miocene inferioare.

Sursa molaselor în unitatea subcarpatică din Subcarpații Meridionali este dublă, avînd în vedere că la vest de Dimbovița unitățile Moldavidelor, situate mai la interior, deci și ariile lor de sedimentare se restrîng și se efilează treptat pînă la dispariție. În acest fel domeniul

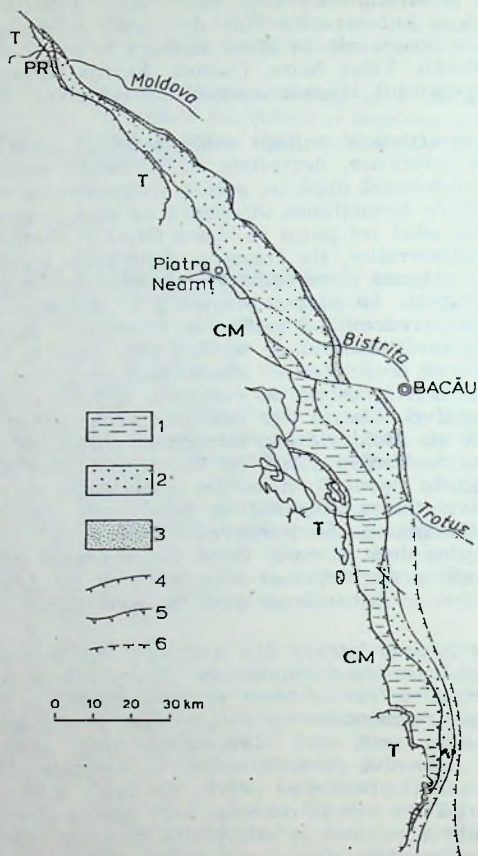


Fig. 109. Schița digitațiilor pinzei subcarpatice în Moldova:

1 - digitația de Scărița - P rechiu; 2 - digitația de Pietricea; 3 - digitația Valca Mare; 4 - șaraj; 5 - digitație; 6 - fruntea pinzei subcarpatice în subastamentul avanfosei externe; T - pinza de Tarcea; CM - pinza cutelor marginale.

unității subcarpatice se suprapune în partea nordică depozitelor cuverturii post-tectogenetice ale Dacidelor, iar în partea sudică se mărginește cu vorlandul.

*Structură și tectogeneză.* Structura pinzei subcarpatice poate fi analizată în Subcarpații Moldovei, unde unitatea aflorează larg. În acest segment au fost distinse (Săndulescu et al., 1980) mai multe digitații (fig. 109). Cea mai internă, digitația Măgirești-Perchiiu, se caracterizează prin dezvoltarea unei molase roșii grezoase și prin două nivele de gipsuri în schlierul miocen inferior-langhian bazal. Digitația Pietricica, mai externă, cuprinde molase conglomeratice în baza celei roșii, care este heterocronă, și numai nivelul superior de gipsuri. Cea mai externă digitație, și anume Valea Mare, este restrinsă la o fișie îngustă în fruntea pinzei subcarpatice. La vest de Valea Buzăului distingerea acestor digitații este dificilă datorită faptului că pinza este acoperită de depozitele molasice neosarmațian-pliocene ale avanfosei interne. Uniformizarea litofaciesurilor poate conduce la uniformizarea structurii și la dispariția digitațiilor.

Stilul tectonic al pinzei subcarpatice în sectorul moldav arată predominarea cutelor-falii (solzi) în digitația Măgirești-Perchiiu, unde lipsesc formațiunile masive conglomeratice, și a cutelor faliat în cea de Pietricica, unde acestea din urmă sînt prezente. În partea vestică a unității subcarpatice, cutele faliat sînt cele mai frecvente structuri întâlnite în foraje.

Evoluția amplitudinii și naturii planului de șariaj al pinzei merită o atenție specială. În lungul Subcarpaților orientali (v. fig. 107, 108) ea reprezintă o unitate de cuvertură detașată de pe subasamentul primar și suprapusă tectonic cuverturii de platformă a vorlandului. Această situație poate fi propusă și în zona de curbură atîta timp cît în spațele pinzei subcarpatice se găsesc celelalte unități moldavidice, de asemenea de cuvertură. Prin dispariția spre vest a unităților moldavidice din zona flișului din Carpații Orientali și ținînd seama de vîrsta cretacică a tectogenezelor care au generat unitățile dacidice, domeniul subcarpatice devine, la sud de Carpații Meridionali, avanfosa Dacidelor încă din Paleogen. Schimbarea este determinată de jocul faliei intramoesice, mai precis al prelungirii ei în domeniul ariei mobile carpatice, atît în timpul sedimentării serilor de fliș cretacice, paleogene și miocene inferioare, cît și în timpul subșariajului pe care l-a suferit vorlandul în timpul tectogenezelor miocene. Blocat la vest de falia intramoesică, vorlandul carpatice s-a deplasat prin subșariaj la est de ea în tectogenezele stîrică veche și stîrică nouă. Astfel se explică alohtonia pinzelor moldavidice în Carpații Orientali, inclusiv zona de curbură, și lipsa acestor unități a exteriorului Carpaților Meridionali. Tectogeneza moldavă, intrasarmațiană (Dumitrescu, Săndulescu, 1968) se face simțită și la vest de falia intramoesică, dar cu intensitate scăzută, determinînd prelungirea faliei pericarpatică a cărei săritură pe orizontală este diminuată, reducîndu-se treptat spre vest. De la caracterul unui plan de șariaj care delimitează o pinză de cuvertură, falia pericarpatică se transformă într-un plan de dezlipire frontală a stivei sedimentare.



În afara tectogenezei moldave (intrasarmațiene), care a determinat formarea pînzei subcarpatice (Dicea, 1967 ; Dumitrescu, Săndulescu, 1968), în cuprinsul acesteia au fost înregistrate și efectele tectogenezelor miocene mai vechi. Atît tectogeneza stîrică veche, intraburdigaliană, cit și cea stîrică nouă, intrabadeniană, au avut ca ecou în domeniul subcarpatîc depunerea formațiunilor cu sare, inferioară și respectiv superioară. Momentele halogene au fost urmate și de discordanțe care au determinat lacune de sedimentare și/sau de eroziune. Tectogeneza stîrică nouă a fost însoțită și de cutarea domeniului subcarpatîc, la baza depozitelor badeniene superioară înregistrîndu-se discordanțe unghiulare.

## AVANFOSA ȘI DEPRESIUNILE INTRACARPATICE

Elementele structurale cele mai tinere din aria carpatîcă sau de pe marginea sa externă sînt reprezentate de avanfosă și de depresiunile molasice intracarpatică, în primul rînd de Depresiunea Transilvaniei și Depresiunea panonică.

### AVANFOSA

Separarea avanfosei, așa cum a fost făcută pe cele două ediții ale Hărții tectonice a României, a urmat definiția clasică dată acestei unități majore (Tercier, 1948 ; Belousov, 1948 ; Bogdanov 1949), conform căreia avanfosa este depresiunea molasică ce se formează la marginea sistemelor cutate în stadiul final al evoluției lor. Ea are două zone sau flancuri. Cea externă, necutată, suprapusă în general platformelor din fața lanțului orogenic, și cea internă, cutată, suprapusă elementelor deformate ale acestuia. Încadrarea pînzei subcarpatice ca o unitate a Moldavidelor restrînge simțitor avanfosa atît areal, cit și ca dezvoltare temporală, deoarece :

— ultimele deformări importante care au avut loc în Carpații externi sînt cele intrasarmațiene (tectogeneza moldavă), care au determinat, mai ales în sectorul oriental, șariaje ;

— începînd cu Sarmațianul, depozitele de molasă au ca sursă a materialului detritic exclusiv catena carpatîcă, spre deosebire de molasele miocene inferioare care au principala sursă în platformă ;

— depozitele neosarmațian-pliocene acoperă discordant conturul de eroziune a mai multor pînze moldavidice.

Schema propusă se aplică în primul rînd Carpaților Orientali, inclusiv zonei de curbură unde au existat principalele deformări moldavidice. În Carpații Meridionali, avanfosa ar trebui să fie considerată ca existînd încă din Paleogen, intrucît deformările importante s-au încheiat cu tectogeneza laramică.

Cele două zone se pot distinge și în cazul avanfosei sens restrins (s. str.).

Avanfosa internă, cutată, se dezvoltă din Valea Rîmnicului Sărat spre sud și vest, corespunzînd în sudul curburii cu ceea ce a fost denumit zona cutelor diapire. Ea se prelungește în Depresiunea Getică, unde sînt de asemenea cunoscute depozite miocene deformate (cute în general simple sau cute cutate).

Avanfosa externă reprezintă o depresiune în general asimetrică, cu flancul intern sprijinit pe elementele cutate ale catenei. Dezvoltarea cea mai tipică a avanfosei carpatice o constituie Depresiunea Focșani a cărui flanc intern, mărginit de falia Cașin-Bisoca, acoperă o fișie îngustă din frunte pînzei subcarpatice (v. fig. 108, 109), în timp ce marea parte a ei este suprapusă vorlandului (v. fig. 108). Atît spre sud și vest de Valea Buzăului, cit și mai ales la nord de Valea Trotușului avanfosa externă se îngustează simțitor.

Limita internă a avanfosei este reprezentată de elemente foarte eterogene: falia pericarpatică la nord de Trotuș, falia Cașin-Bisoca la sud de această vale, iar spre vest de conturul de eroziune al depozitelor neosarmațian-pliocene. De altfel treptat aceste depozite acoperă discordant elemente mereu mai interne din cuprinsul Moldavidelor pe măsură ce ne apropiem de Valea Dimboviței, la vest de care ajung să fie suprapuse acoperiturii post-tectogenetice paleogene a Dacidelor sau, la vest de Olt, chiar elementelor deformate ale acestora. La nord de Valea Bistriței avanfosa externă suferă o ridicare puternică, depozitele sarmațiene superioare fiind erodate. Ea se confundă practic, de la această vale spre nord, cu platforma.

Limita externă a avanfosei este convențională, fiind marcată de o îngroșare mai accentuată a depozitelor neosarmațian-pliocene ale acoperiturii de platformă, materializată într-o flexură mai mult sau mai puțin evidentă.

Limita dintre cele două zone ale avanfosei este marcată și ea de o flexură, în parte reprezentînd îmbrăcarea frontului de încălecare al faliei pericarpatice.

Structura zonei interne, cutate, a avanfosei este bine exprimată în nord-estul Munteniei, în cuprinsul zonei cutelor diapire. Cele mai noi depozite implicate în deformări sînt aici cele pleistocene inferioare, iar tectogeneza corespunzătoare este cea valahă. Deformările valahe sînt cantonate numai la exteriorul curburii Carpaților românești, limitate în dezvoltarea lor la segmentul cuprins între falia intramoescică la vest și prelungirea faliei Peceneaga-Camena, la nord (Rădulescu et al., 1976). Situația se datorește faptului că porțiunea din vorland cuprinsă între aceste două fracturi a suferit cele mai noi și ultimele deplasări spre orogen. De altfel, toate epicentrele cutremurelor vîncene se proiectează în limitele acestui panou al vorlandului în care se găsesc și cutări valahe. Falia Cașin-Bisoca este și ea o fractură nouă, legată de tectogeneza valahă.

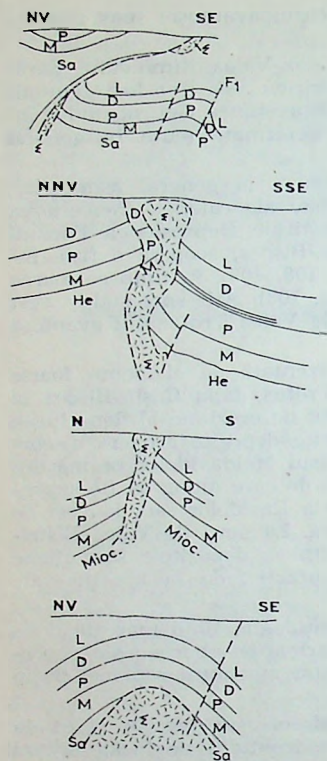


Fig. 110. Principalele tipuri de cute dipire (de sus în jos): exagerate, revărsate, deschise, criptodiapire.

foarte clar independența de mișcare a vorlandului de o parte și de alta a acestei importante fracturi crustale.

### DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Cea mai mare depresiune molasică neogenă dezvoltată pe teritoriul românesc este Depresiunea Transilvaniei. Ea reprezintă, în același timp, un element paleogeografic, ca arie de sedimentare și subsidență activă situată între segmente ale catenei orogene în curs de ridicare, un ele-

Procesele de diapirism, caracteristice zonei interne a avanfosei din Muntenia, îmbracă forme diferite (fig. 110). Intensitatea lor scade de la nord spre sud, în sensul descreșterii amplitudinii deformării. Acest fapt subliniază legătura directă între deformarea prin compresiune și diapirism. Precizarea este necesară având în vedere că Mrazec (1927) a definit diapirismul în această zonă și că alt mecanism de generare a diapirelor privește ariile fără deformări prin compresiune, ascensiunea simburilor de sare datorându-se presiunii izostatice și diferenței de densitate a formațiunilor salifere. Dezvoltarea unor procese asemănătoare diapirismului în lungul cutelor-solzi din pinza subcarpatică este de asemenea un alt model de antrenare a formațiunilor salifere în deformările tectonice. Ele sînt în această pinză de tipul cutării injective (injective faulting), definită de H. Stille, în care ascensiunea formațiunii cu sare este legată de falia de încălecare ce limitează la exterior solzul în care este antrenat acest tip de depozite.

Diapire de compresiune, diapire gravitaționale și diapire injective sînt cele trei forme de străpungere a formațiunilor salifere, pentru fiecare dintre ele găsindu-se exemple în cuprinsul teritoriului Carpaților românești.

Structura zonei interne a avanfosei situată la vest de Valea Dimboviței, deci la vest de falia intramoesică, vîrsta deformării este mai veche, intrasarmațiană sau intrapliocenă. Este marcată astfel



ment structural, ca depresiune molasică post-tectogenică ce acoperă o parte a zonei cutate, dar și un element morfologic, cel puțin în parte, și anume Podișul Transilvaniei.

Depresiunea Transilvaniei este suprapusă peste două etaje tectonice (sens Wegman): 1) elementele deformate ale diferitelor segmente aparținând Dacidelor, inclusiv Dacidelor transilvane (Transilvanide); 2) cuverturii lor post-tectogenice, care urcă pînă în Miocenul inferior (fig. 97, 111).

Schițarea depresiunii a avut loc la sfîrșitul Miocenului inferior, după tectogeneza stîrică veche, primele depozite ce îi pot fi atașate fiind reprezentate de molasa de Hida. Generalizarea conturului și ariei ocupate de depresiune s-a făcut odată cu depunerea tufului de Dej, urmată de depunerea formațiunii cu sare badeniană. Subsidența activă este reluată în Badenianul superior și continuă în Sarmatian și Pannonian, cînd se depun formațiuni de molasă și/sau de schlier. Repartiția areală a depozitelor badeniene, sarmațiene și panonienice permite presupunerea că axa depresiunii a suferit în timp o rotație de la direcția nord-sud la cea nord-est — sud-vest.

Structura depresiunii Transilvaniei prezintă o zonalitate subliniată de mai mult timp (Mrázec, Jekelius, 1927). În centrul depresiunii sînt domuri circulare sau elipsoidale de dimensiuni care variază de la 10 pînă la 50 km diametru. Fiecare dom corespunde unui masiv de sare criptodiapir a cărui particularitate este aceea că el nu a străpuns în întregime secvența depozitelor badeniene.

Pe marginile sale orientală și occidentală sînt dezvoltate cute alungite orientate N-S sau NNW-SSE (fig. 112). În lungul acestora se eșalonează diapire deschise de tipul stockurilor de sare.

Atît domurile, cît și cutele marginale nu au afectat decît depozitele superioare formațiunii cu sare. Tuful de Dej a rămas nedeformat în aceste cute, în schimb este afectat de un sistem de fracturi cu sărituri în general mici. Această situație dovedește că deformările molaselor din acoperișul for-

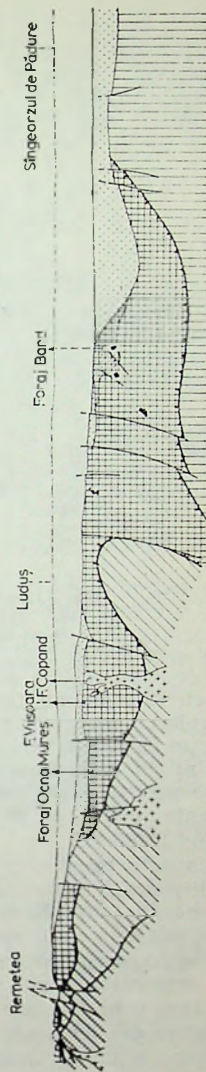


Fig. 111. Structura subasmentului Depresiunii Transilvaniei (după Studulescu și Visarion, 1978)

puncta-cuvertura post-tectogenică; *lateri* - încrișate-puzele transilvanidice; *arguri verticale* - Dacitele mediane; *arguri înclinate* - Dacite inferne.

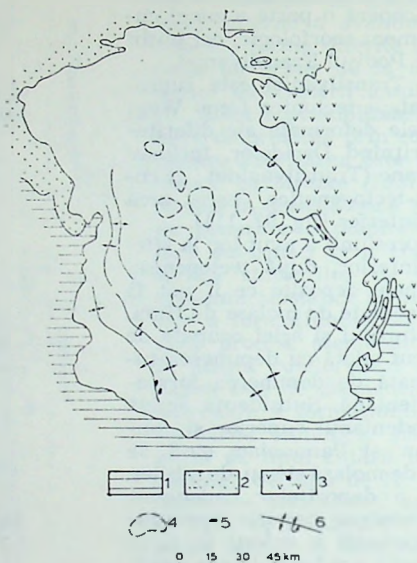


Fig. 112. Schița structurală a Depresiunii Transilvaniei:

1 - zone cutate; 2 - acoperiri post-tectogenice; 3 - magmatite neogene; 4 - demuri criptodiapice; 5 - stockuri de sare (diapire deschise); 6 - cute Lordiere.

mașinii cu sare nu au fost determinate de compresiuni tectogenice, ci de decolarea lor spre partea mai profundă a depresiunii. Sarea a constituit un strat plastic care a favorizat alunecarea (Dumitrescu et al., 1962). Luind în considerare cutele marginale, decolarea s-a produs de la est spre vest pe marginea orientală și în sens invers pe cea occidentală. Absența unor cute paralele cu marginile nordică și sudică susțin această interpretare.

Vârsta deformărilor prin decolare pe care le-au suferit depozitele depresiunii poate fi apreciată având în vedere că pe marginea estică sînt antrenate în cute și rocile formațiunii vulcano-sedimentare andezitice de vîrstă pontiană sau mai nouă. Pe de altă parte, este evident că unele structuri de pe marginea sud-estică a depresiunii au o direcție oblică în raport cu orientarea părții sudice a catenei vulcanice. Se poate admite că deformarea prin decolare a avut loc în timpul sau la sfîrșitul Pontianului. În orice caz tectonica plastică a sării a permis continuarea ascensiunii diapire a unora dintre stockurile de pe margine și mai tîrziu, după terminarea deformării prin decolare.

Prin structura și poziția sa, Depresiunea Transilvaniei reprezintă un caz particular în cuprinsul catenelor alpine din Europa. Particularitatea structurală este în primul rând determinată de tectonica sării, combinată cu decolarea convergentă a molaselor. Poziția sa deasupra suturii majore tethysiene și pe unitățile de pe marginile acesteia o deosebesc de Depresiunea Pannonică care este aproape în întregime situată la sud și vest de sutură.

#### DEPRESIUNEA PANNONICĂ ȘI DEPRESIUNILE INTRAMONTANE ADIACENTE

Partea de vest a teritoriului românesc cuprinde o mică parte din Depresiunea Pannonică ce acoperă o mare suprafață a Carpaților interni, a Dinarizilor interni și a Alpilor orientali. Ca și Depresiunea Transilvaniei, ea este o depresiune neogenă post-tectogenetică și se suprapune atît elementelor cutate, cît și cuverturilor post-tectogenetice (post-pinză) ale acestora.

Generalizarea subsidenței, cel puțin în partea de est a depresiunii care se găsește și în țara noastră, a avut loc în Badenian, moment în care se individualizează și ramificațiile ei intramontane cum sînt depresiunile Borod, Beiuș, Brad, Caransebeș-Mehadia. Spre nord-est Depresiunea Pannonică ajunge pînă pe marginea sudică a lanțului vulcanic Oaș-Gutii, ale cărui produse sînt sincrone cu subsidența ariei depresiunare.

Din nord (Baia Mare) pînă în sud (Oravița), Depresiunea Pannonică acoperă elemente aparținînd Pienidelor, Dacidelor interne, Transilvanidelor și Dacidelor mediane. În afara elementelor deformate, în subsamentul depresiunii s-au păstrat depozite din cuvertura post-pinză a Dacidelor interne, mai ales formațiuni senoniene de tip Gosau, prezervate de eroziune în cîteva grabene (fig. 113).

Una dintre deosebirile evidente față de Depresiunea Transilvaniei este lipsa formațiunii cu sare badeniene. În schimb aceasta este prezentă în Depresiunea Transcarpatică intramontană, dezvoltată paralel cu marginea nord-estică a celei Pannonice. Segmentul sud-estic al acestei depresiuni se dezvoltă în zona Sighet-Ocna Șugatag și cuprinde formațiuni badeniene și sarmațiene\*, primele avînd dezvoltat nivelul evaporitic cu sare atît la sud (Ocna Șugatag, Coștiui), cît și la nord (Solotvin) de Tisa.

Deformările depozitelor molasice din Depresiunea Pannonică se datorează fracturării disjunctive sau realizării unor structuri îngropate cu tasări diferențiale (Paraschiv, 1979). Și sub acest aspect, deosebirea de Depresiunea Transilvaniei este importantă.

\* Semnificația cronostratigrafică dată Sarmațianului este diferită la interiorul și exteriorul Carpaților. În primul caz el corespunde doar Volhynianului și Bessarabianului inferior, în al doilea cuprinzînd și Bessarabianul superior și Kersonianul.



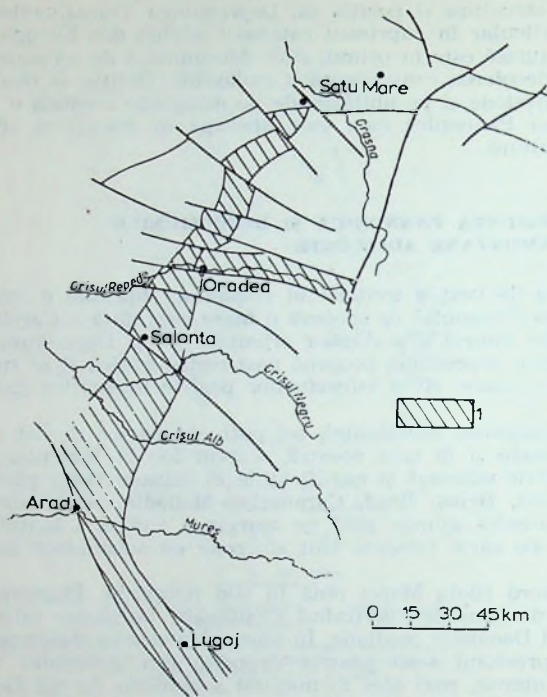


Fig. 113. Schița principalelor grabene post-tectogenice din subsolul Depresiunii Pannonică.

#### DEPRESIUNILE PLIOCEN-CUATERNARE DIN CARPAȚII ORIENTALI

În partea internă a curburii Carpaților românești și la nord de aceasta se dezvoltă cel mai tânăr sistem de depresiuni intramontane din aria carpatică.

În partea internă a curburii se individualizează trei depresiuni paralele, orientate în general nord-sud: depresiunile Birsa-Baraolt, Sfintu Gheorghe și Brețcu (fig. 114). Cea mai extinsă pe direcție este Depresiunea Birsa-Baraolt, care pare să fie și cea mai veche, debutând, cel puțin în partea de nord, încă din Pontian (Savu, 1979). Depresiunea Sfintu Gheorghe debutează în Romanian, iar Depresiunea Brețcu în Pleistocene.

nul inferior, subliniind migrația de la interior spre exterior a momentului lor de generare. În Pleistocen aria cuprinsă în subsidență era mai mare decât cea pe care o prezintă actualmente depresiunile. Dovada o constituie depozitele de această vîrstă situate în cuprinsul ariilor muntoase înconjurătoare (Poiana Brașov, Predeal) la înălțimi de mai mult de 1000 m (în timp ce altitudinea depresiunilor este de 500—600 m).

Cele trei depresiuni sînt separate de praguri marcate de aflorarea depozitelor din subsamnt și acoperite parțial numai în stadiul final de subsidență.

În bazinele superioare ale Oltului și Mureșului sînt cunoscute trei depresiuni intramontane, înșirate pe direcția nord-sud. Acestea sînt depresiunile Ciucurilor (de jos, de mijloc și de sus) și Depresiunea Gheorghieni (fig. 114). Ele se situează la exteriorul zonei vulcanice și însoțesc marginea acesteia. Vîrsta acestor depresiuni este tină, pleistocenă.

Ca o remarcă generală, nu trebuie trecut cu vederea că depresiunile pliocen-cuaternare din Carpații Orientali se dezvoltă la interiorul zonei în care pe marginea externă a Carpaților au avut loc deformările valahe, precum și la interiorul ariei în care se situează epicentrele cutremurelor vrîncene. Dacă s-ar accepta o legătură genetică între aceste trei elemente atunci s-ar putea trage concluzia că activitatea seismică vrînceană a început în Ponișan.

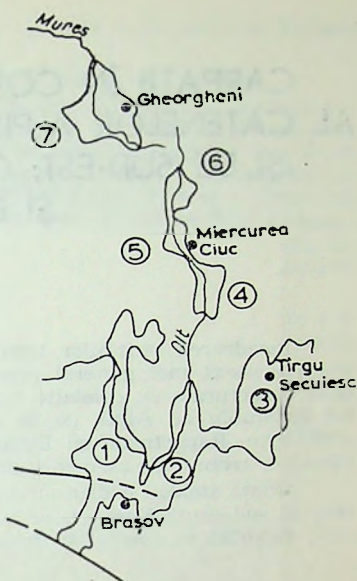


Fig. 114. Depresiunile pliocen-cuaternare din Carpații Orientali:

- (1) - Depresiunea Bîrsa-Baraolt; (2) - Depresiunea Sîntu Gheorghe; (3) - Depresiunea Brețcu; (4) - Depresiunea Ciucului inferior; (5) - Depresiunea Ciucului de mijloc; (6) - Depresiunea Ciucului superior; (7) - Depresiunea Gheorghieni.

## 6.

# CARPAȚII ÎN CONTEXTUL GEOTECTONIC AL CATENELOR ALPINE DIN EUROPA CENTRALĂ ȘI DE SUD-EST; CORELAREA STRUCTURII ȘI EVOLUȚIEI

Încadrarea unităților tectonice majore din Carpații românești într-un context mai general presupune mai întâi stabilirea corespondențelor structurale cu celelalte unități carpatice și apoi corelarea întregului ansamblu cu Alpii, pe de o parte, cu Balcanii și Rhodope, pe de altă parte. Raporturile cu Dinarizii și Helenidele reprezintă o altă problemă ce trebuie de asemenea dezbătută.

Odată stabilit cadrul structural general al catenelor alpine din centrul și sud-estul Europei, se poate analiza modelul evoluției geotectonice, raportat în special la modelele promovate de tectonica plăcilor.

### Corelarea principalelor unități tectonice carpatice

Pe teritoriul românesc sînt reprezentate, în proporții diferite, toate marile ansambluri structurale carpatice, de la Dacidele interne pînă la avanfosă. Corelarea unităților din Carpații românești spre nord-vest și vest se poate face plecînd de la exterior spre interior, în primul rînd datorită faptului că pentru unitățile externe se pot stabili legături directe, ele aflorînd în tot lungul catenei. Corelările se bazează în mare parte pe datele oferite de Harta tectonică a ariei carpato-balcanice și pe Memoriul explicativ care o însoțește (Mahel, ed., 1974), ca și pe o sumă de lucrări de sinteză mai recente (Gluško, Krugliov, 1971; Vialov et al., 1977; Książkiewicz, 1977; Andrusov et al., 1973; Săndulescu, 1975b, 1980 b).

Corelările cele mai evidente se pot face în cuprinsul Moldavidelor care din Carpații Orientali românești trec fără întrerupere în cei ucrainieni. În acest mod se poate stabili că :

— pinza subcarpatică este echivalentă cu unitatea de Stebnic, ce se afundă și dispăre sub pinza de Skole la vest de Przemysl ;

— pinza cutelor marginale se regăsește în cutele Pocuției și în cutele profunde de la Borislav ;



— pinza de Tarcău corespunde zonei skibelor și Depresiunii Krosno (depresiunea centrală);

— pinza de Audia se prelungește în pinza de Cernahora.

Prezența în cursul superior al văilor Latorița și Uj a litofaciesului de wildflysch tip Slon marchează destul de clar extinderea pînă la această transversală a domeniului pînzei de Tarcău, inclusiv faptul că ea este încăllecată de la interior de pinza de Dukla. În acest fel se poate stabili corespondența pînzei de Tarcău din Carpații Orientali românești cu pinzele sileziană, subsileziană și de Skole din Carpații polonezi. Șariajul primelor două pinze se pierde treptat spre sud-est, în conformitate cu opiniile geologilor polonezi, în cuprinsul Depresiunii Krosno, similară cu partea internă a pînzei de Tarcău.

În același timp, pinza de Cernahora este înlocuită în releu de cea de Dukla, care ajunge în contact direct cu pinza sileziană. Se poate deci stabili că :

Pinza de Tarcău	=	zona skibelor + depresiunea Krosno	=	pinza de Skole pinza subsileziană pinza sileziană
-----------------------	---	------------------------------------------	---	---------------------------------------------------------

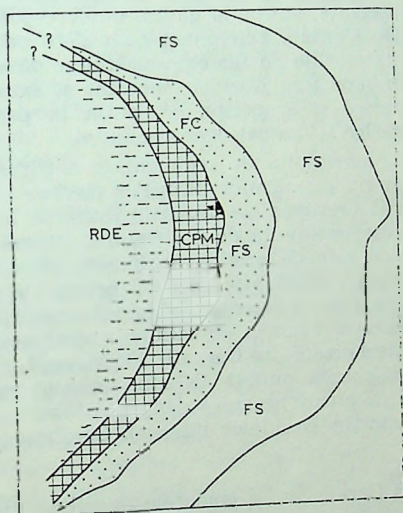


Fig. 115. Schița paleogeografică a cordiliei perimoldaviene și dezvoltarea fosei flișului curbicortical:

RDE - riftul Dacidelor externe; CPM - cordiliera perimoldaviană; FC - fosa flișului curbicortical; FS - zona faciesului silezian.

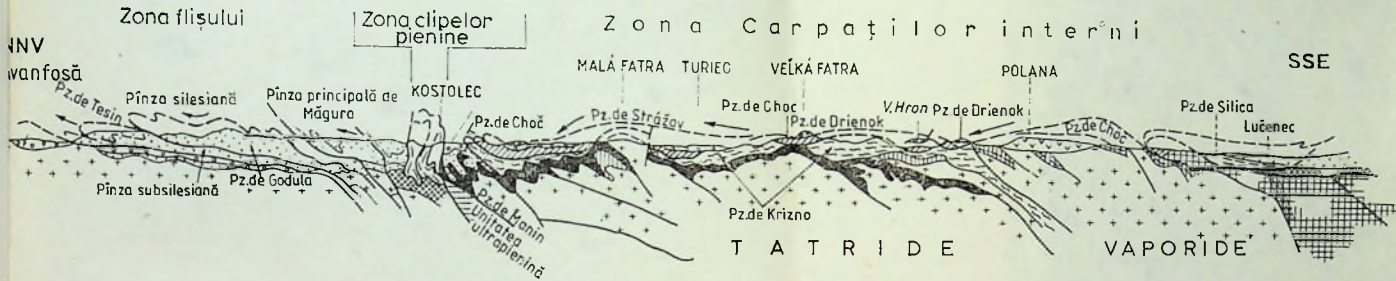


Fig. 116. Secțiune schematică prin Carpații Slovaciei (după Andrusov, 1973).

Toate aceste unități, ca și cele de Cernahora și Dukla, mai interne, aparțin Moldavidelor și sint caracterizate de dezvoltarea formațiunilor cretacee inferioare în facies silezian (șisturi negre).

Pinza flișului curbicortical dispăre din punct de vedere structural, precum și ca domeniu de sedimentare la vest de Valea Tisei, unde se mai recunoaște doar ca o unitate îngustă (pinza de Svedovetz), în cuprinsul căreia numai depozitele neocretacee amintesc de ea. Fosa flișului curbicortical ar avea în consecință dezvoltarea sa caracteristică în Carpații Orientali românești, îngustându-se treptat spre nord, până la dispariție totală (fig. 115).

Moldavidele sint prezente în tot lungul Carpaților Occidentali externi și trec în unitățile nordice ale zonei flișului din Alpii Orientali, ca și în unitățile subalpine. Ele sint acoperite în mare parte de șariajul pinzei de Magura, dovada fiind făcută de câteva ferestre tectonice deschise în cuprinsul acesteia în Slovacia orientală (fereastra Smilno) și în Polonia (ferestrele Grybow și Mzana Dolna).

Pinza de Magura își găsește corespondentul spre sud-est în pinza de Petrova din Pienidele maramureșene, situată la interiorul Dacidelor mediane. Acestea din urmă, ca și Dacidele externe, se prelungesc spre nord-vest numai în Carpații ucraineni, fiind apoi acoperite de șariajul intraburdigalian al pinzei de Magura și al zonei klippelor pienine (v. fig. 73). În consecință, ele nu-și găsesc un corespondent care să aflozeze în Carpații Occidentali. Din punct de vedere paleotectonic fosa în care s-au sedimentat seriile de fliș care alcătuiesc pinza de Magura avea o poziție sudică în raport cu Dacidele mediane și externe, deformată de tectogenezele cretacee și acoperite, cel puțin în parte, de formațiuni post-pinza neocretacee și/sau paleogen-eomiocene.

Subasamentul domeniului de sedimentare a flișurilor paleogene de Magura este de un tip asemănător klippelor pienine în partea sa sudică (internă) și poate fi presupus de tip transilvanidic în partea de nord (externă). Ipoteza este susținută de poziția mai internă a zonei klippelor pienine în raport cu aria de origine a pînzelor transilvane. Desigur că în situația structurală actuală, subasamentul primar de pe care s-a dezlîpit pinza de Magura a fost consumat în timpul scurtărilor scoarței determinate de tectogenezele eomiocene. Sutura majoră tethysiană se consideră ca fiind materializată în Carpații Occidentali de zona klippelor pienine, în care aflorază unități (Klappe, Manin) ce provin (Mahel, 1981) dintr-o zonă cu crustă oceanică denumită Vahicum, situată la nord de Tatrîde (care aparțin Dacidelor interne). Corelarea în lungul suturii arată că :

Transilvanidele din Carpații românești (la sud de falia nord-transilvană

= Elementele transilvanidice din subasamentul pinzei de Magura + zona klippelor pienine, inclusiv Vahicum

În acest context, flișurile de Manin și Klappe, cretacee medii, ar putea fi comparate ca poziție cu unele flișuri din Metaliferii simici.



Zona klipelor pienine se urmărește pînă la Viena (klippele de la St. Veit) unde are o poziție inferioară și externă în raport cu pinzele austro-alpine, încălcînd zona flișului.

Echivalările făcute mai sus între Transilvanide și elemente situate mai la vest se referă la perioada anterioară deformărilor eomiocene, adică la situația existentă la sfîrșitul Cretacicului. Șariajele intraburdigaliene, active la nord și inexistente la sud de falia nord-transilvană, au introdus un grad suplimentar de complexitate în structura suturii majore tethysiene din Carpați.

Opinii relativ contradictorii au existat și mai există în privința corelării unităților din Dacidele interne, în primul rînd datorită caracterului discontinuu al zonelor în care acestea aflorază și repartiției areale inegale a datelor furnizate de foraje.

În Carpații Occidentali centrali succesiunea unităților majore de la cele inferioare (externe) la cele superioare (interne) este: Tatrîde — Veporide — pinze subatrice (Fatrîde și Hronide) — Gemeride (fig. 116). Prin facies și poziție, Tatrîdele se corelează cu unitatea de Bihor din Munții Apuseni septentrionali. În linii mari, pinzele subatrice se regăsesc în sistemul pinzelor de Codru. Veporidele, care la prima vedere nu-și găsesc un corespondent spre sud-est, sînt de fapt constituite din două zone, una nordică și alta sudică, între care se înrădăcinează pînza de Kryšna (principală unitate fatrică) (Mahel, 1983).

În acest context și țînînd seama de interpretarea conform căreia pînza de Galda este o unitate independentă față de pînza de Feneș și situată mai la exterior se poate echivala pînza de Galda cu Veporidele nordice care încălecă Tatrîdele (respectiv unitatea de Bihor) și se poate considera pînza de Feneș ca un echivalent al pînzei de Kryšna sau în linii mari al Fatrîdelor.

Hronidele, din care pînza de Choč este unitatea cea mai reprezentativă, corespund în Munții Apuseni cu pinzele de Dieva, Moma și, eventual, Arieșeni, în timp ce pînza de Strazow, superioară pînzei de Choč, ar fi echivalentul pinzelor de Vașcău și Colești.

Prin poziția lor internă, Gemeridele sînt comparabile cu sistemul pinzelor de Biharia. O corelare mai strictă între ele este mai greu de făcut, țînînd seama de faptul că depozitele mezozoice, care oferă criteriul specific și definitoriu, lipsesc în pinzele de Biharia. Există doar posibilitatea echivalării unora dintre seriile metamorfice cunoscute în anticlinoriul Volovec din domeniul Gemeridelor cu formațiuni metamorfice din pînzele sistemului de Biharia.

Problematika se complică în partea sudică a Gemeridelor în care au fost distinse în ultimul timp două pinze suprapuse, pînza de Meliata (cu jaspuri și roci bazice triasice și procese de metamorfism alpin de tip hP/IT) și pînza de Silica (cu litofaciesuri austro-alpine superioare și chiar sud-alpine), prima fiind inferioară celei de a doua. Poziția primară a zonelor de sedimentare a acestor două pinze ridică probleme multiple, în schema structurală și în reconstrucțiile retrotectonice intervenind și unitățile mai sudice din Munții Bükk (Bükkide — Mahel, 1981, 1983).

Nici una dintre aceste ultime trei unități menționate nu au un corespondent în Munții Apuseni, bineînțeles în măsura în care nu se consideră că au fost îndepărtate de eroziune sau au fost acoperite tectonic (?) de pinzele Metaliferilor simici. În schimb, stabilirea poziției lor structurale și a relațiilor mutuale este importantă pentru delimitarea Carpaților de Dinarizi. Exceptând unitatea centrală din Munții Bükk, în care se cunoaște Carboniferul superior și Permianul dezvoltate în fațesuri calcaroase marine și în care Triasicul inferior este în întregime calcaros (trăsături specific dinarice), toate celelalte unități pot fi socotite carpatice. Această încadrare se aplică și elementelor structurale ce aflorăază în munții Mecsek și Villány din sudul Ungariei.

Trăsăturile particulare ale pinzei de Meliata și a Bükkului meridional, în care sînt dezvoltate secvențe ofiolitoide triasice și/sau jurasice, le imprimă un caracter aparte. Ele au putut proveni dintr-o zonă de rift cu scoarță subțiată, situat în interiorul ariei continentale a Dacidelor interne, sau au o poziție în întregime alohtonă, aria lor de origine fiind situată pe marginea sudică, perioceanică, a acestora.

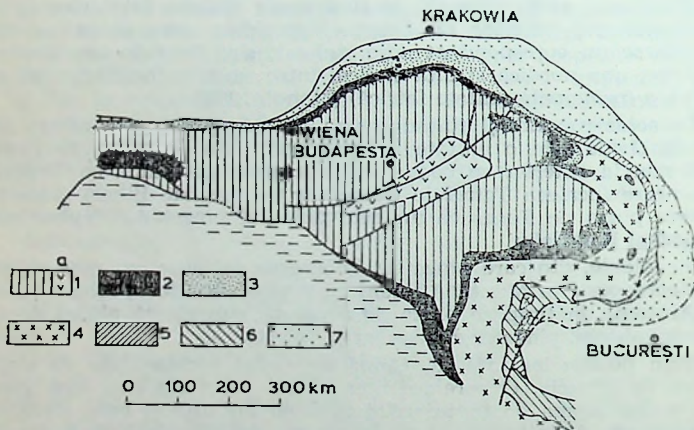


Fig. 117. Marile unități carpatice (fără acoperiri post-tectogenice sau depresiuni molasice):

7 - Dacide interne (= Austroalpin); a - Bükk, 2 - sutura majoră tethysiană (Transilvanide, Vardar, sutura sud-pannonică, zona klippelor pienine, ferestrele Tauern și Rechnitz); 3 - flisurile grupului Magura (și echivalente); 4 - Dacide mediane; 5 - Dacide externe; 6 - Dacide marginale (Danubian); 7 - Moldavide.

Trecerea în revistă a posibilităților de corelare a unităților tectonice majore din întreaga arie carpatică permite sintetizarea câtorva concluzii mai importante (fig. 117):

— Moldavidele se urmăresc fără întrerupere din vestul zonei de curbură a Carpaților românești pînă în Carpații Occidentali și mai de-

parte spre vest în zona flișului și elementele subalpine din Alpii Orientali ;

— Dacidele mediane și externe sînt acoperite tectonic la vest de Carpații Orientali de unități mai interne, continuîndu-se mai departe în adîncime, pe sub acestea ;

— în Carpații Meridionali, Dacidele mediane și externe sînt bine dezvoltate, continuîndu-se fără întrerupere înspre est în Balcani ;

— sutura intracontinentală a Dacidelor externe nu aflurează în Carpații Occidentali, fiind acoperită tectonic, echivalentul ei trebuind să fie căutat în Alpii centrali ;

— sutura majoră tethysiană are o structură complexă și cuprinde două segmente : 1) la sud de falia nord-transilvană, unde grupează unități cu tectogeneză cretacică (Transilvanidele sau Dacidele transilvane) și 2) la nord de această falie, unde sutura a suferit și deformări miocene (Pienidele) ;

— pinza sau grupul de pinze Magura are aria de origine în cuprinsul unităților cu subasment de tip oceanic din domeniul suturii majore tethysiene și o poziție primară internă în raport cu Dacidele mediane (marginea continentală europeană) pe care le-a depășit prin șariaj ;

— Dacidele interne, situate la sud și vest de domeniul oceanic transformat mai tîrziu în sutura majoră tethysiană, au o constituție complexă, cu zone de rifting intracratonic, dar sînt independente în raport cu Dinaridele.

Toate aceste trăsături structurale generale ale Carpaților trebuie avute în vedere pentru corelarea lor cu segmentele alpine înconjurătoare.

### Corelarea Carpaților cu Alpii

Elementele structurale ce se iau în considerare în primul rînd în corelarea Carpaților și a Alpilor privesc unitățile flișului, cele austro-alpine și poziția suturii majore tethysiene.

În Alpii Orientali și Alpii Centrali aflurează toate marile ansambluri structurale cunoscute în această catenă. În sensul ascendent al unităților tectonice și paleotectonice de la exterior spre interior, ele se succed în următoarea ordine (Trümpy, 1975, 1983 ; Tollmann, 1978 ; Debelmas et al., 1980) (fig. 118, 119) :

— zona helvetică, reprezentînd marginea mobilă a vorlandului alpin, cu serii sedimentare neritice și/sau pelagice calcaro-marnoase, cu foarte puține secvențe de fliș ;

— zona valaisană, ce constituie o fosă complexă, cu scoarță subțiată, formațiuni ofiolitoide, serii și sistoase metamorfizate (Bündnerschiefer) și formațiuni de fliș ;



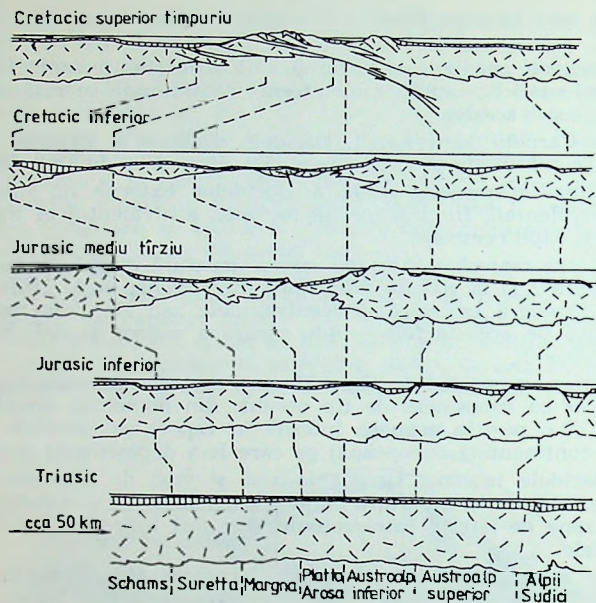


Fig. 118. Evoluția palinspastică a Alpilor Centrali (după Trumphy, 1975):

linii verticale - sedimente; linii încrucișate - crustă continentală

— zona briançonază, cu soclu continental, avînd caractere de rid (geanticlinal) pe care s-au depus serii sedimentare condensate și lacunare, în parte dezlipite tectonic și antrenate în pinze de cuvertură;

— zona piemonteză externă, cu soclu continental și formațiuni mezozoice metamorfozate („schistes lustrés“, fără ofiolite);

— zona piemonteză internă sau zona liguro-piemonteză cu ofiolite și „schistes lustrés“, din care provin și unități constituite din formațiuni de fliș neocretacic și paleogen;

— zona austro-alpină cu soclu continental și formațiuni sedimentare mezozoice predominant calcaroase.

Sutura majoră tethysiană este reprezentată de unitățile liguro-piemonteze, cu ofiolite și metamorfism de tip hP/1T, șariate peste zonele mai externe și suportînd tectonic ansamblul austro-alpin (Grisoni, ferestrele Engadine, Tauern și Rechnitz — fig. 119). Din această sutură provin o mare parte din unitățile flișurilor rheno-danubiene, șariate în fața și sub ansamblul austro-alpin. În acest context este important să se

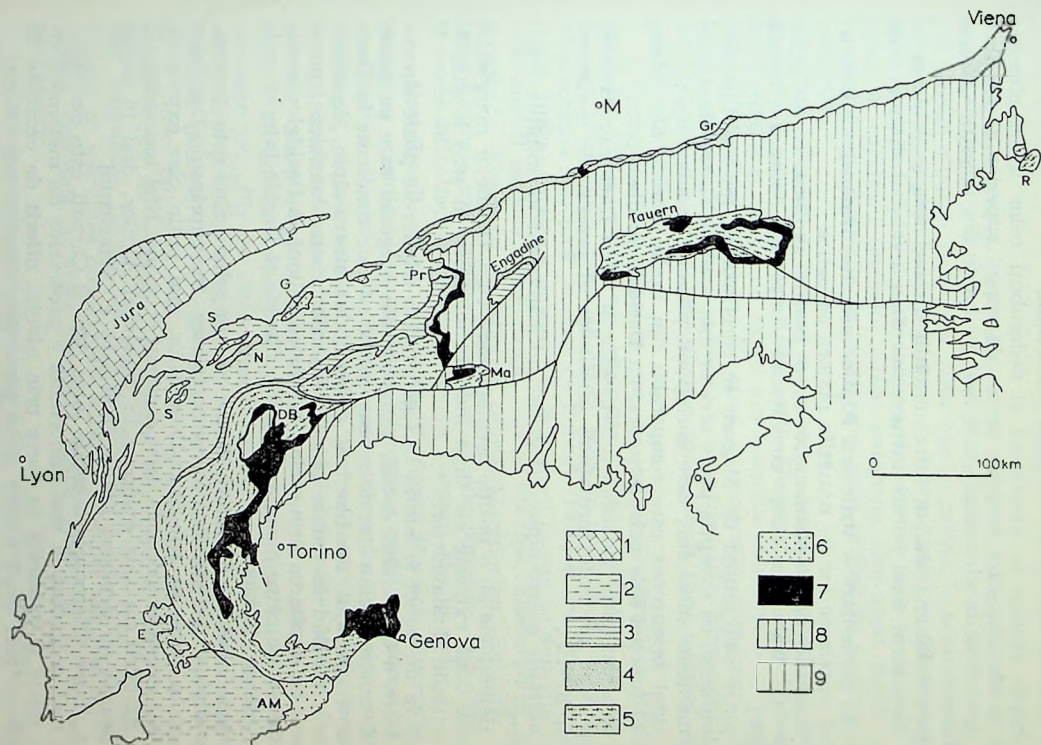


Fig. 119. Schița tectonică a Alpilor (după Debelmas et al., 1980) :

1 - Munții Jura ; 2 - Helvetide + Dauphinois ; 3 - ultrahelvetic ; 4 - Briançonnais ; 5 - filș rhenodanubius ; 6 - filș pe montais ; 7 - unități ofiolitice ; 8 - Austroalpiu ; 9 - Alpii sudici.

reamintească faptul că zona flișului rheno-danubian se racordează la est de Viena cu zona flișului din Carpații occidentali.

Unitățile situate la exteriorul și dedesubtul celor liguro-piemonteze sînt și ele acoperite tectonic la est de cursul superior al Rinului, aflorînd apoi doar în elementele cele mai profunde din ferestrele Engadine și Tauern.

Sutura valaisiană situată între unitățile briançoneze și cele helvetică are caracterul unei suturi intracontinentale, evoluînd dintr-o zonă de rift.

Scurta prezentare a structurii Alpilor permite următoarele concluzii privind corelarea lor cu unitățile majore carpatice :

— unitățile liguro-piemonteze au o poziție similară cu unitățile pienidice și transilvanidice, constituînd împreună sutura majoră tethysiană ;

— pinza sau grupul de Magura se corelează cu pinzele flișurilor rheno-danubiene, cu excepția poate a celor mai externe dintre ele, inclusiv a elementelor subalpine, care corespund pînzelor moldavidice ;

— ridul briançonez este comparabil din multe puncte de vedere, mai ales al funcției sale paleotectonice, cu Dacidele mediane ;

— fosa sau riflul valaisian se regăsește în riflul Dacidelor externe, în ambele fiind prezente formațiuni ofiolitoide și procese de metamorfism de tip hP/1T ;

— unitățile austro-alpine își găsesc un echivalent în unitățile Dacidelor interne ;

— Helvetidele au o poziție asemănătoare cu a Dacidelor marginale, între aceste două extreme ele fiind indirect înlocuite, în sens longitudinal, de unitățile Moldavidelor.

Pînă la un punct și istoria tectogenetică a Alpilor se poate sincroniza cu aceea a Carpaților. Astfel, tectogenezele pegasau care au generat pînzele austro-alpine sînt de aceeași vîrstă cu cele cunoscute în Dacidele interne. Șariajul „în bloc“ al ansamblului austro-alpin, de vîrstă post-eocenă, purtînd în frunte pînzele flișurilor rheno-danubiene, poate fi comparat cu depășirea prin șariaj, intraburdigaliană, a Dacidelor mediane și externe, de către pinza de Magura, Pienide și Dacide interne șariate de asemenea „în bloc“.

Desigur, rămîn și deosebiri, dintre care în primul rînd este de semnalat acuitatea tectogenezelor mezocretacice în cuprînsul Dacidelor mediane și în parte în aria Transilvanidelor, mai puțin clar exprimată în Alpi, deși există indicii și în acest segment orogenic. Nici tectogenezele laramice timpurii nu sînt evidente în cuprînsul Alpilor, deși în unele unități flișurile nu depășesc limita superioară a Cretacicului.

Una dintre diferențele notabile între Alpi și Carpați este dezvoltarea mult mai pregnantă și mai importantă a proceselor de metamorfism alpin. Ea poate fi explicată în parte prin nivelul diferit de eroziune la care se găsesc cele două catene și în parte prin intensitatea diferită a coliziunii ce a avut loc de o parte și de cealaltă a suturii majore.



## Corelarea Carpaților cu Balcanii și Rhodope

Legăturile ce se pot stabili între unitățile Carpaților Meridionali și cele ale Balcanilor sînt ușurate de posibilitatea urmării directe în lungul catenei a unora dintre ele. Dificultățile provin în schimb de la faptul că școala geologică bulgară a adoptat foarte tirziu și incomplet principiile mobiliste ale tectonicii tangențiale, atît de clar și general demonstrate în cuprinsul catenelor alpine europene. Din acest motiv unele, și nu puține, din lucrările de profil sînt greu utilizabile și necesită reinterpretări.

Între Carpați și Balcani nu există o limită tranșantă așa cum presupun unii autori (Boncev, 1965, 1966; Gocev et al., 1970). O mare parte din unitățile și zonele de facies din Carpații Meridionali se regăsesc în Balcani. Desigur că există fracturi transversale importante la limita între Carpați și Balcani, una dintre acestea fiind falia Timocului (fig. 120), dar ele sînt falii post-tectogenetice (post-pînză) care intersectează unități deja deformate.

Elementele care apar în plus la sud de Dunăre sînt Kraiștîde și Rhodope. Ele ar reprezenta elemente diferite în raport cu Balcanidele (Gocev, 1979, 1982), fiind situate la nord de nord-est de acestea. Combinînd schéma tectonică propusă de Boncev (1974) și cea propusă de Gocev (1979, 1982) se poate considera că de la nord la sud se dezvoltă următoarele unități majore: Prebalcani, Starea Planina, Srednegorie, Strandja. Kraiștîde, Rhodope și Masivul Serbo-Macedonian. Relațiile primare între ultimele trei unități nu sînt încă bine lămurite, fapt care produce și unele dificultăți în corelarea lor cu Carpații Meridionali.

Prebalcanii, situați la sud de Platforma Moesică, reprezintă în fapt marginea meridională tectonizată a acesteia, putînd fi deosebită chiar o zonă de tranziție între ele. Succesiunea sedimentară permian-eocenă arată asemănări cu cele moesice mai ales pentru intervalul Triasic și cu domeniul danubian pentru Juristic și Cretacic inferior. Mai la sud și mai internă, Stara Planina prezintă de asemenea litofaciesuri danubiene pentru Juristic-Eocretacic, ca și pentru Cretacicul superior în care se cunoaște un „fliș cu olistostrome“ în Senonian (flișul de Emine) care este foarte probabil echivalentul wildflyschului danubian. Klippele sedimentare (Nacev, 1977), reprezentate și de roci triasice, arată o constituție a sursei puțin diferită, ceea ce nu schimbă esențial problema. Mai multe petice de acoperire, constituite din depozite carbonatice triasice, sînt suprapuse flișului de Emine, provenind din zone de sedimentare situate pe marginea meridională a Stara Planinei sau mai de la sud. În partea orientală a Stara Planinei (Luda Kamcija) se cunosc și flișuri eocene.

Tectogenezele principale care au deformat unitățile Balcanidelor externe (Prebalcani și Stara Planina) sînt Iaramiană și Pireneană.

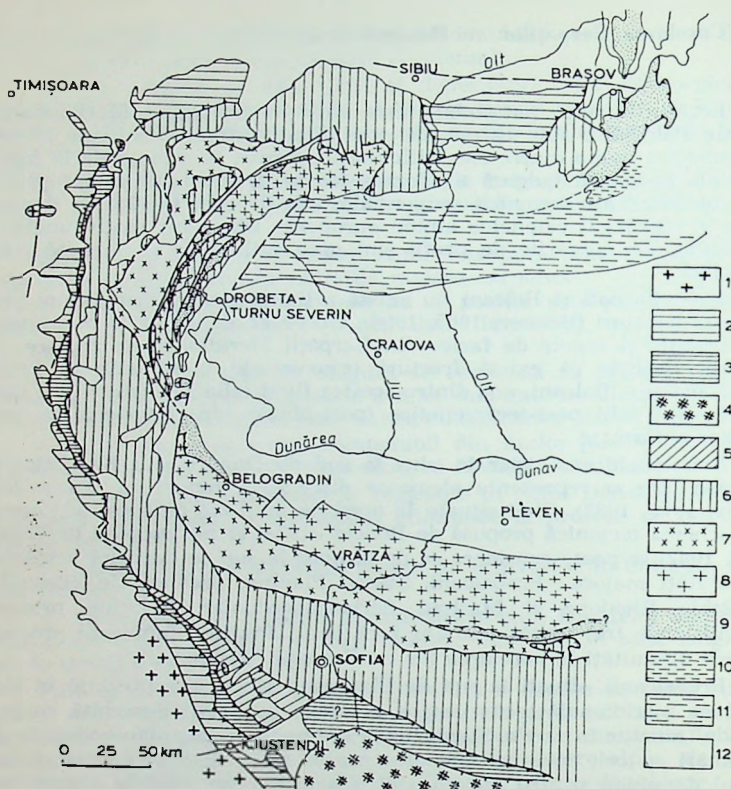


Fig. 120. Arcul Carpații Meridionali—Balceni:

1 - masivul Serbo-Macedonian; 2 - pinzele supragetice; pinza de Morava și pinza de Osogovo;  
 3 - pinzele de Reșița, Siska-Gornjak, Penkjovi, J - pinzele Rhodopiene; 5 - Kraijstide (s.str.);  
 6 - pinza getică, Srednegore; 7 - Danubianul intern Stara Planina; 8 - Danubianul extern, Prebalcanii;  
 9 - Dacide externe (Cealău, Severin, Baraolt, Trojan); 10 - zona flișului (Moldavide);  
 11 - pinza subcarpatică; 12 - platforma și depresiunile.

Corelarea Balcanidelor externe cu danubianul este susținută, printre altele, de următoarele fapte:

- în soclul prealpin există relativ numeroase masive granitoid hercinice și mai vechi;
- molasele hercinice sînt bogate în produse vulcanice acide;
- formațiunile mezozoice au litofaciesuri asemănătoare mai ales cu cele jurasice inferioare, tithonice, cretacice inferioare și cretacice superioare (în special cele senoniene);

— poziția perimoesiană este identică, trecerea la platformă fiind evidentă în Prebalcani;

— legătura structurală directă se face prin anticlinalul Miroč din Serbia orientală, aparținând evident domeniului danubian.

În cuprinsul ariei de aflorare a Balcanidelor externe sînt inserate două elemente tectonice a căror poziție ridică unele probleme. Este cazul flișului de Trojan și al zonei Kotel. Flișul de Trojan, care prezintă afinități litologice cu flișul de Sinaia (Joja, 1967), poate fi interpretat (Săndulescu, 1975b, 1980b) ca reprezentînd un element alohton similar cu pinza de Severin, deci cu Dacidele externe. Zona Kotel este considerată o „olistostromă“ (Haidutov et al., 1974) și ea poate de asemenea să reprezinte o unitate alohtonă de proveniență mai internă. După Gocev (1982) această unitate ar fi mezocretacică, provenind dintr-o arie situată înainte de șariaj la sud de masivul Rhodope (fig. 121).

Încercînd corelarea unităților celor mai interne din Carpații Meridionali spre sud și sud-est, se poate constata că unitățile de la vest de pinza getică se continuă fără întrerupere dincolo de Dunăre. Pinzele supragetice se continuă în masivul serbo-macedonian și pinza de Morava (= Osogovo) și au fost urmărite pînă la Marea Egee (Mercier, 1966). La exteriorul lor se dezvoltă o unitate tectonică (pinza de Penkovtzy) ce poate fi comparată prin faciesurile carbonatice ale Triasicului și Jurasicului cu pinza de Sasca-Gornjak, distinsă mai la nord (v. fig. 120).

Acceptînd schema tectonică promovată de Gocev (1979, 1982), masivul serbo-macedonian și pinza de Morava constituie un element structural mai intern și suprapus tectonic Rhodopelor (v. fig. 120). În acest fel pinzele supragetice s-ar prelungi pe la nord de Marea Egee și ar avea o poziție alohtonă foarte avansată, dacă se are în vedere că o parte din Strandja ar aparține acestor unități.

Kraijštidele (s. str.) reprezintă o zonă îngustă, situată la exteriorul pinzei de Penkovtzy și sînt caracterizate de dezvoltarea unor formațiuni de fliș tithonic (zona Luznica din Serbia orientală — Grubič, 1967). Această unitate nu se întîlnește în Carpații Meridionali, unde ar putea fi acoperită tectonic de pinzele mai interne (supragetice).

Nici Rhodope n-ar mai avea un corespondent în Carpați, ei fiind restrinși în schema lui Gocev (1979, 1982) la o mare fereastră tectonică.

În acest cadru domeniul getic își găsește corespondentul firesc în Balcanidele interne sau Srednegorie. Faciesurile Neocretacicului în special și poziția lor la interiorul Stara Planinei (= Danubian) întăresc această corelare.

Una dintre problemele spinoase ale Peninsulei Balcanice o reprezintă structura și poziția elementelor tectonice din Strandja. Tollmann (1965) a presupus că metamorfitele mezozoice și soclul lor prealpin din Munții Strandja aflurează într-o fereastră tectonică de sub pinza de Srednegorie. Gocev (1979, 1982) distinge în această zonă două unități majore: Strandjidele nordice, constituite dintr-un soclu cristalin prealpin și formațiuni triasice epimetamorfice, și Strandjidele sudice în poziție alohtonă „ultra“ cu formațiuni mezozoice metamorfozate (triasic-eo-



cretace) și cu roci metabazice de asemenea mezozoice. În timp ce Strandjidele nordice sînt corelabile cu pinzele supragetice, Strandjidele sudice ar avea rădăcina în zona Vardar. Conform acestei scheme, compararea Strandjidelor sudice cu pinzele transilvane este susținută mai ales de poziția lor și de faptul că provin dintr-o zonă care a fost caracterizată de o crustă de tip oceanic. Vîrsta mezocretacică atribuită pinzelor din Strandja (Gocev, 1982) este un argument în plus pentru o asemenea comparație.

Înglobarea pinzelor din Strandja în domeniul Srednegorie s-a făcut la începutul Cretacului superior. Ele au fost acoperite discordant de depozitele neocretacice care reprezintă pentru ele cuvertura post-tectogenetică (neoautohton — Gocev, 1979). Șariajul iaramic al unității Srednegorie, corelabilă cu pinza getică, a transportat pasiv („în bloc”) elementele alohtone din Strandja. În acest moment au avut loc și încăleări pe marginea nordică a masivului Rhodope care au complicat relațiile între unități (fig. 121).

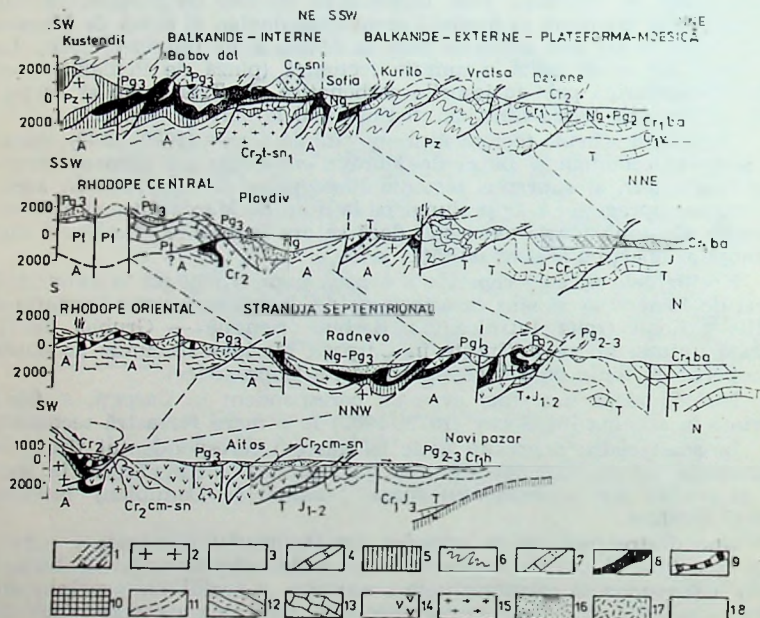


Fig. 121. Secțiuni geologice prin Balcani și Rhodope (după Gocev, 1979): 1 - soclu „prezhodopic” (precambrian); 2 - granițide „sudbulgare” (paleozoic); 3 - complex „rhodopian” (precambrian); 4 - marmore (precambrian); 5 - Paleozoic (Balcanide interne și Strandjide); 6 - Paleozoic (Balcanide externe și platformă); 7 - Trias balcanic; 8 - Trias alpin; 9 - Trias și Jurasic „eggean”; 10 - Trias și Jurasic de Kotel; 11 - Jurasic Eocretacic balcanic; 12 - urgoalib; 13 - Cret. sup.; 14 - Cretacic sup. vulcanic; 15 - intruziuni.

Tectogeneza posteoceană, pireneană, recunoscută în Balcani și Rhodope, nu este resimțită în Carpații Meridionali. De altfel ea a reactivat doar unele plane mai vechi, de exemplu fruntea pinzei de Srednegorie (șariajul de Triglav — Hajdutov et al., 1974) sau a determinat retroîncălecări în Rhodope.

Din considerațiile făcute se pot reține câteva concluzii mai importante, și anume :

— toate marile unități tectonice din Carpații Meridionali își găsesc corespondentele în Balcani și Rhodope : Danubianul în Prebalcani și Stara Planina, pinza getică în Srednegoric, pinzele supragetice în Masivul Serbo-Macedonian, pinza de Morava și Strandjidele nordice, pinza de Severin în flișul de Trojan ;

— există elemente structurale (Kraijstidele s. str., o parte din Rhodope) care nu au, cel puțin în afloriment, un echivalent în Carpații Meridionali ;

— unele elemente structurale (Strandjidele sudice) pot fi comparate cu pinzele transilvane ;

— în linii generale, unitățile situate la est și nord de zona Vardar și care constituie ansamblul structural balcano-rhodopean nu-și găsesc nici un echivalent în cuprinsul Dacidelor interne ;

— sutura majoră tethysiană fiind reprezentată de zona Vardar, toate unitățile ansamblului balcano-rhodopean sînt situate în cuprinsul marginii continentale și al plăcii europene.

### Problema limitei Carpați-Dinarizi

În Europa centrală și de sud-est simetria catenelor alpine este stabilită în funcție de poziția suturii majore tethysiene. Aceasta desparte o ramură perieuropeană de una periapuliană. În această schemă, Carpații ca și Alpii nu mai sînt în întregime cuprinși în ramura perieuropeană, întrucît Dacidele interne și corespondentele lor austro-alpine sînt situate la sud și vest de sutură. În același timp, acestea nu au avut o istorie asemănătoare unităților periapulieni, constituind în acest fel o zonă oarecum independentă.

La sud de Dunăre (de la Belgrad spre sud) sutura majoră tethysiană este reprezentată de zona Vardar care separă Masivul Serbo-Macedonian de unitățile dinarice interne, reprezentate de masivele Pelagonian, Korab și Golija (Aubouin, 1973, 1977 ; Grubić, ed., 1980). La nord de Dunăre, zona Vardar se bifurcă, o parte (poate cea mai importantă) continuîndu-se în Transilvanide (Andjelković, Lupu, 1967 ; Bleahu, 1976 ; Durand Delga, 1980 ; Săndulescu, 1980b), iar alta orientîndu-se spre nord-vest și vest (Fruška Gora — Zagreb) (fig. 122). În acest mod Dacidele interne

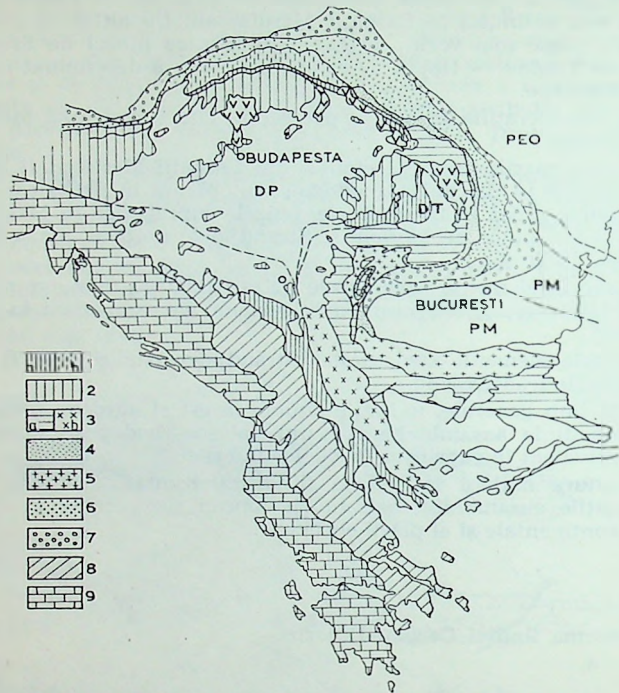


Fig. 122. Schița structurală a Europei centrale și de sud-est:  
 1 - sutura majoră tethysiană (a - unități cu ofiolite; b - unități asociate - Magura);  
 2 - Dacide interne (Austroalpin); 3 - Dacide mediane (a - masivul serbo-macedonian);  
 4 - Dacide externe; 5 - Dacide marginale; 6 - Moldavide; 7 - avanfosa carpatică; 8 - Dinarizii interni; 9 - Dinarizii externi.

sînt prinse între cele două ramuri ale zonei Vardar, dintre care cea vestică ce poate fi numită sutura sud-panonică le separă de Dinaridele interne. Continuarea suturii sud-panonice spre vest este o problemă în soluționarea căreia intervin modelele geotectonice diferite. Fără a intra în amănunte, se poate imagina că sutura se continuă printr-o fractură transcrustală cu deplasări orizontale, dar fără a provoca deschiderea oceanică, fractură care poate fi comparată funcțional cu falia nord-pireneană raportată la deschiderea Golfului Gasconiei. Această fractură, care este în parte (la vest de Alpii Iulieni) falia periadriatică, limitează la nord dezvoltarea Alpilor meridionali.



Comparațiile care se fac între caracterele formațiunilor triasice dezvoltate în unitățile sudice ale Dacidelor interne (Kozur, Mock, 1973; Chanell et al., 1979) cu a celor dinarice de aceeași vîrstă pot fi explicate prin faptul că deschidera ramurii sud-panonice a zonei Vardar a avut loc după Triasicul superior și că pînă atunci domeniul Dacidelor interne a putut face corp comun cu Dinaridele. De altfel, dezvoltarea total diferită a secvențelor jurasice și cretacice în Dacidele interne și Dinarzi este un argument important și evident în sprijinul unei astfel de ipoteze.

În acest context, situarea unităților cu soclu continental din Dinarizii interni, cum sînt masivele Golijska, Korab, Pelagonian (Aubouin, 1973, 1977; Grubić, ed., 1980), în raport cu zona Vardar, pe de o parte, și cu zona Pindului sau zona serbă (Zlatare), pe de altă parte, are importanță pentru compararea constituției marginilor continentale apuliană și europeană. Încadrarea zonei Pindului la un bazin intra-continental de extensiune (Le Pichon et al., 1982), situat în cuprinsul marginii continentale apuliene, îl apropie foarte mult de riftul Dacidelor externe, care este de asemenea un bazin în extensiune cu scoarță subțiată. Simetria celor două margini continentale se remarcă mai ales pe transversala Belgrad—Turnu Severin. Mai la nord, interpunerea Dacidelor interne aduce un element în plus în aranjamentul unităților structurale, fiind înconjurată din două părți de zone cu crustă oceanică (suturile transilvanică și sud-panonică). Masive cu soclu cristalin din Dinarizii interni sînt și ele flancate de două suturi (Vardar și Pind / Zlatare) dintre care cea vestică este însă o sutură intracontinentală. Ele au în domeniul dinaro-hellenic același rol și poziție paleotectonică pe care o au Dacidele mediane și corespondentele lor (Balcanidele interne, Rhodope și masivul serbo-macedonian) în aria carpato-balcanică.

În concluzie, se poate admite că separarea domeniului carpatic de cel dinaric este realizată de segmentul vardarian al suturii majore tethysiene și de ramificația sud-panonică a acesteia. De asemenea, este necesar să se menționeze că în funcție de modelul adoptat se poate considera că :

— unele elemente structurale din aria Dacidelor interne (Bükkidele) constituie unități alohtone ce ar proveni din aria oceanică reprezentată de sutura sud-panonică ori de pe marginea acesteia sau că,

— elementele cu afinități dinarice sînt rezultate dintr-o zonă de rift intracontinental, situat în domeniul Dacidelor interne.

Mai trebuie semnalat faptul că în timp ce catena dinaro-hellenică este în întregime situată pe marginea blocului continental apulian, Carpații și Alpii au o poziție mai complexă, în aria lor fiind cuprinsă marginea continentală europeană, segmentul transilvanido-liguro-piemontez al suturii majore tethysiene și blocul austro-bihorean (care grupează Dacidele interne și echivalentele lor în Alpi).

## Modelul geotectonic evolutiv al Carpaților în contextul Europei alpine

Orice model care abordează evoluția geotectonică a unei catene sau a unui ansamblu de catene orogenice trebuie să aibă ca punct de plecare un model structural. Incertitudinile care privesc pe acesta din urmă se regăsesc fără voie și în stabilirea primului. Orice îndepărtare de la faptele stabilite pentru modelul structural va conduce modelul evolutiv spre concluzii inexacte.

Existența arcurilor vulcanice, precum și a uneia sau a mai multor suturi ofiolitice i-au incitat pe diferiți autori să aplice principiile tectonicii plăcilor pentru descifrarea evoluției Carpaților și a catenelor învecinate.

Pentru marea majoritate a autorilor, existența catenei vulcanice predominant andezitice a fost punctul de plecare pentru elaborarea modelelor, acceptând geneza magmelor ca urmare a existenței unor paleo-plane de consum. Poziția acestor paleo-plane, evoluția lor în timp și caracterul scoarței consumate sînt diferite în lucrările prezentate pînă acum.

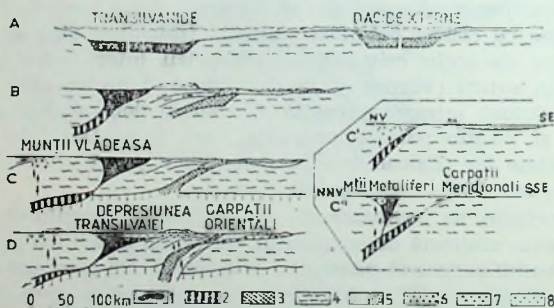


Fig. 123. Evoluția schematică a Carpaților în lumina tectonicii plăcilor (după Rădulescu și Săndulescu, 1973):

1 - crustă oceanică; 2 - crustă oceanică în consum; 3 - crustă subțiată; 4 - crustă continentală; 5 - fliș; 6 - depresiuni molasice; 7 - intruziuni calco-alcaline; 8 - efuziuni calcoalcaline; A - Jurassic sup., B - Albian, C, C' - Paleocen; D - Neogen.

Paleoplanul de consum de care sînt legate produsele vulcanice din Carpații Orientali a fost considerat de unii autori (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Rădulescu et al., 1976) (fig. 123) ca fiind locul de consum al subsamentului unei părți a zonei flișului, de tip oceanic, cu care s-au asociat și blocuri sialice, în timp ce pentru alții (Roman, 1970; Constantinescu et al., 1973, 1975) el este legat de zona seismică Vrancea sau este înlocuit cu „curenți descendenți de subducție“ (fig. 124) care de fapt

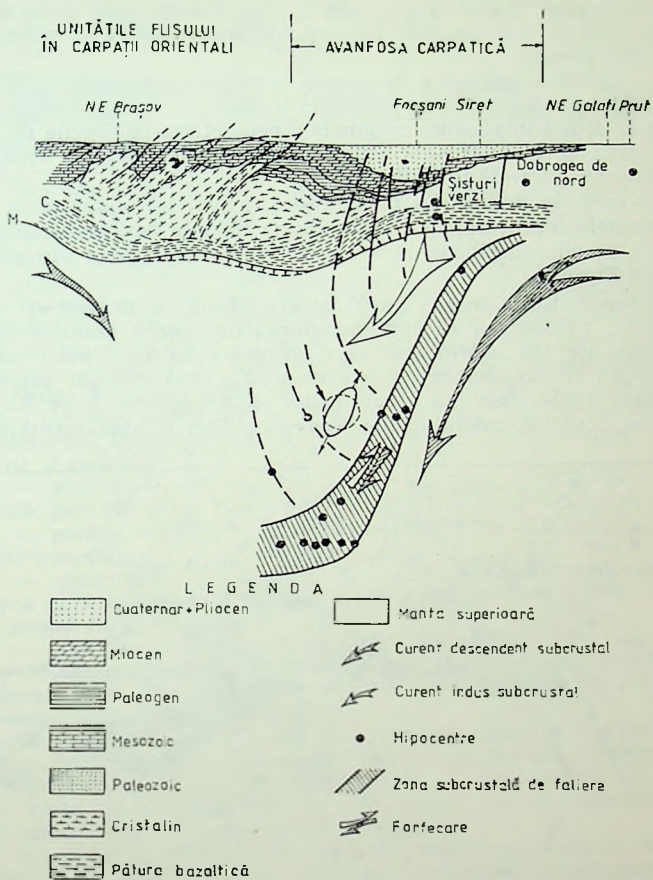


Fig. 124. Schema ipotezei unor „curenți de subducție” în zona curburii Carpaților Orientali (după Constantinescu et al., 1973).



nu antrenează litosferă în procese de consum. Căutînd similitudini cu arcurile insulare, unii autori (Bleahu et al., 1973 ; Boccaletti et al., 1974 ; Morelli et al., 1976) au comparat Depresiunea Transilvaniei cu un bazin back-arc, admițînd în subsolul ei un spreading (sau eventual un stretching) terțiar. S-a considerat (Rădulescu, Săndulescu, 1975) că datele existente privind subsolul Depresiunii Transilvaniei nu permit o asemenea interpretare.

Un al doilea paleoplan de consum a fost acceptat (Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; pro parte Bleahu, 1974) în legătură cu sutura transilvanică, de care ar fi legate produse magmatice neocretacic-paleogene și neogene. Continuarea și înclinarea acestui al doilea paleoplan de consum sînt probleme care necesită încă discuții.

Pornind de la suturile presupuse sau dovedite a exista în Carpați și în catenele înconjurătoare, s-a ajuns la modele variate privind plăcile tectonice ce sînt implicate în structura catenelor alpine din centrul și sud-estul Europei.

O reconstituire foarte cuprinzătoare făcută de Dewey et al. (1973) se remarcă prin aceea că sub denumirea de „placă carnică” disting o microplacă de tip continental care grupează în linii mari ansamblul austro-alpin ca un element independent (fig. 125). Acești autori consideră, nejustificat, dezvoltarea unui larg spațiu oceanic între Rhodope și Platforma Moesică, adoptînd, de asemenea fără o fundamentare accep-

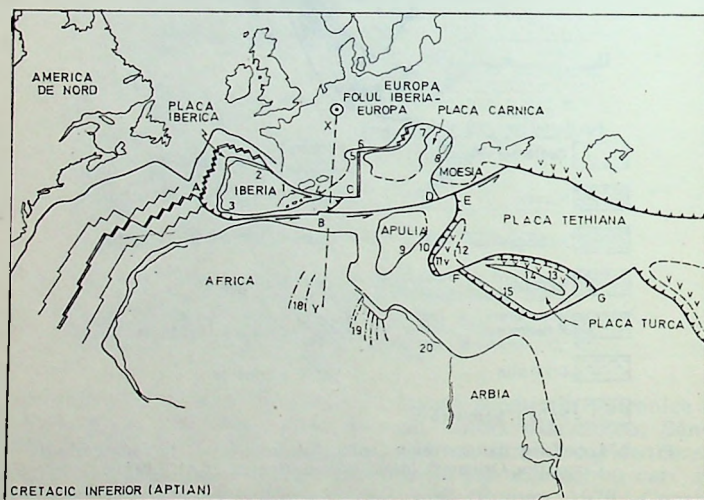


Fig. 125. Reconstituirea retrotectonică a plăcilor și microplăcilor din zona tethysiană (după Dewey et al., 1970).

tabilă, modelul propus de Herz și Savu (1974) privind legătura între Dobrogea septentrională și structuri carpatice.

Conexiuni incompatibile cu situația structurală sint făcute de Biju-Duval et al. (1977), care analizează evoluția plăcilor în spațiul mesogeic. Ei plasează domeniul getic pe marginea nord-apuliană și leagă sistemul de Codru și unitatea de Bihor cu Rhodope, contrar tuturor evidențelor structurale. Și acești autori leagă eronat Dobrogea de nord cu elementele carpatice.

Boccaletti et al. (1974) se referă în primul rând la Balcani, considerându-i o catenă retro-arc, plasând justificat întregul ansamblu balcano-rhodopean pe placa europeană, dar interpretând greșit poziția și geneza Depresiunii Transilvaniei.

Tapponier (1977) ca și Chanell et al. (1979) acordă o mare importanță promontoriului apulian în structura alpino-carpatică, dar adoptă soluții discutabile privind domeniile ce pot fi atașate marginii nordice sau nord-estice a acesteia.

Tollmann (1978), modernizând conceptul lui Koder privind caracterul bilateral al catenelor alpine, distinge un continent independent (Kreios), flancat de două domenii oceanice, în cuprinsul căruia grupează elemente foarte eterogene și face conexiuni greu de susținut în lumina cunoștințelor actuale privind structura ariei carpato-balcanice.

Multe dintre reconstituiri retrotectonice care au condus la conturarea marginii plăcilor și/sau microplăcilor au fost amendate de necunoașterea sau ignorarea existenței în cuprinsul ariei Carpaților a citorva situații, și anume :

— existența a două suturi, dintre care cea externă este intracontinentală, paralele și ale căror diferite porțiuni nu pot fi legate între ele ;

— poziția internă a ansamblului klippelor pienine în raport cu Dacidele mediane ;

— caracterul intracratonic al Orogenului Nord-Dobrogean alpin, și lipsa unei legături structurale actuale sau paleotectonice cu elementele carpatice ;

— legătura directă și continuă între elementele structurale cu soclu de tip continental atât în cuprinsul curburii interne a Carpaților românești (între Carpații Orientali și Carpații Meridionali), cât și în zona de trecere de la Carpați la Balcani.

Ca și în alte catene cutate, în evoluția alpină a Carpaților se pot distinge două mari perioade : prima în care predomină eforturile de distensiune și a doua în care predomină cele de compresiune. În ambele se poate vorbi de paroxisme, fie de distensiune, fie de compresiune, ultimele corespunzând momentelor de tectogeneză.

Începutul evoluției alpine poate fi considerat încă în timpul dezvoltării molaselor hercinice, ciclurile geotectonice suprapunându-se pe o anumită perioadă de timp. În acest sens există un cadru de debut al istoriei alpine a Carpaților care trebuie avut în vedere pentru că în anumite privințe elementele prealpine au putut influența configurația și/sau trăsăturile specifice ale unor zone majore alpine sau evoluția lor geodinamică.

**Cadrul inițial.** Evoluția prealpină a Carpaților a condus la supra-punerea mai multor cicluri orogenice, fiecare dintre ele fiind exprimat prin procese importante de metamorfism regional și de granitizare mai mult sau mai puțin intensă. Pentru ultimul dintre ele, cel hercinic, dezvoltarea areală și particularitățile evoluției sale au o importanță mai mare, intrucât a precedat instalarea ariei mobile carpatice, care a moștenit unele dintre trăsăturile sale.

În primul rînd, la scară foarte mare, în aria carpato-balcanică ciclul hercinic s-a individualizat foarte pregnant prin tectogeneza sudetă de care sînt legate procesele de metamorfism. Molasele care au urmat arată că o eroziune foarte activă a ajuns să îndepărteze o mare parte a metamorfitelor. Între acest domeniu european cu orogeneza hercinică bine exprimată și domeniul plăcii african-arabe, unde succesiunea cuverturii de platformă sedimentară se urmărește fără întrerupere din Paleozoic pînă în Mezozoic fără implicații tectogenetice hercincice, diferența este netă. În măsura în care se poate observa, marginea apuliană a evoluat într-un context apropiat, în aria dinarică și sud-alpină depozitele paleozoice superioare fiind dezvoltate în litofaciesuri marine și în continuitate cu cele mezozoice.

Limita sudică a dezvoltării metamorfitelor hercincice și mai ales natura acestei limite sînt probleme mai puțin elucidate deocamdată. Se poate totuși remarca faptul că deschiderea tethysiană nu a urmărit cu rigoare această limită (Argyriadis et al., 1980), lăsînd unele porțiuni cu caractere euro-hercincice (masivele Pelagonian, Korab, Golija) pe marginea apuliană. În schimb, nu se cunosc fragmente de tip afro-hercinic pe marginea europeană. O singură excepție ar constitui-o succesiunea recunoscută în Munții Bükk centrali, dar acolo ea poate fi alohtonă.

Consolidarea generală care a urmat ciclului orogenic hercinic a fost diferită în aria actualului orogen carpatic. Au existat regiuni mai rigidizate care au fost mai tîrziu înglobate în aria mobilă alpină, după cum alte zone au început evoluția lor mobilă din Permian sau chiar din Carboniferul superior. Este cazul unor arii vaste acoperite de depozite detritice, cărora li se asociază de obicei vulcanite acide și doar pe alocuri și efuziuni bazice. În zonele din urmă, magmatismul permian mixt poate fi considerat ca fiind legat de o fracturare mai accentuată a scoarței. Modelul geotectonic care a guvernat magmatismul permian este încă puțin elucidat. El nu este însă un magmatism legat de zone de subducție, în acel moment neexistînd în viitoarea arie mobilă alpină nici paleo-plane de consum ca urmare a închiderii oceanelor hercincice și nici zone de expansiune care să conducă la formarea unor margini continentale active. Același model genetic lipsit de procese de consum trebuie de altfel aplicat și ariei de platformă (moesică), în care un magmatism, acid și bazic, este de asemenea cunoscut.

O chestiune importantă privind cadrul inițial în care a început evoluția alpină este cea referitoare la existența unor curburi prealpine. Desigur că nu se poate accepta imaginea propusă de Carey (1958) în care marginea europeană, ca și cea africană erau considerate aproximativ



rectilinii și paralele. Între această imagine și aprecierea amploarei curburilor primare (protocurburilor) există o gamă întreagă de posibilități. Faptul că se cunosc structuri sinmetamorfice prealpine arcuite a căror alură nu este fundamental diferită de cea a catenei alpine ne face să considerăm că au existat protocurburi, care s-au accentuat desigur în cursul evoluției alpine, dar care au preexistat într-o formă sau alta.

Un exemplu în sensul celor de mai sus îl constituie elementele hercinice recunoscute în Dacidele marginale care ocolesc, arcuindu-se, Platforma Moesică, ce constituia atunci un masiv consolidat. Relațiile areale mutuale între această parte a catenei hercinice și Platforma Moesică nu s-au modificat, așa încît trebuie admisă existența unei curburii prealpine. Exemple similare se mai pot găsi în soclul unităților din Dacidele mediane, ca și cele interne, în toate cazurile constatîndu-se o apropiere a direcției și amplitudinii de curbare, dar nu o coincidență sau coaxialitate.

**Perioada de distensiune.** Geneza complexelor ofiolitice a fost de mult timp considerată (H. Stille) ca reprezentînd ilustrarea cea mai marcantă a perioadei de distensiune din istoria dezvoltării unei arii mobile geosinclinale. Tectonica plăcilor a confirmat, completat și diversificat acest concept.

Deschiderea oceanului tethysian poate fi urmărită după vîrsta celor mai vechi ofiolite cunoscute în actualele suturi. Pentru Carpați, deschiderea poate fi plasată în Triasicul mediu (Săndulescu, 1976b, 1980b) și a început conform modelelor actualistice prin procese de rifting care au evoluat apoi în procese de spreading. De aici provine și magmatismul alcalin triasic mediu, asociat unora dintre pinzele transilvane (pinza de Olt) care a precedat pe cea bazaltică.

În contextul general al Europei alpine, deschiderea segmentului transilvanidic al oceanului tethysian este contemporană celor vardarian și anatolian (Argyriadis et al., 1980). Procesul este de tipul spreadingului atlantic cu margini continentale pasive (fig. 126). Din datele cunoscute în Alpii Centrali și Occidentali, spreadingul a început în Liasic și este întîrziat în raport cu Carpații (Debelmas et al., 1980), arătînd o migrare în timp a deschiderii oceanului tethysian de la est spre vest (Aubouin, 1977).

În același timp cu deschiderea oceanului tethysian au avut loc și procese de rifting intracontinental, unele în cuprinsul marginii continentale, altele în interiorul plăcilor. Este cazul bazinelor extensionale cu scoarță subțiată, pe alocuri cu caractere de scoarță oceanică tipică, atît pe marginea apuliană (zona Pindului) (v. fig. 127), cît și, mai tîrziu, pe cea europeană (Dacidele externe) (fig. 126, 128). Mai la interiorul plăcii europene, de asemenea în Triasicul mediu, a apărut riftul intracratonic nord-dobrogean (extins în Crimeea alpină și Caucazul Mare — Hain, 1976), care a avut însă o perioadă de distensiune scurtă, închiderea sa debutînd deja din Jurasicul inferior.

Spreadingul tethysian continuă în jurasicul inferior și mediu, contemporan de această dată și cu stretchingul scoarței Dacidelor externe

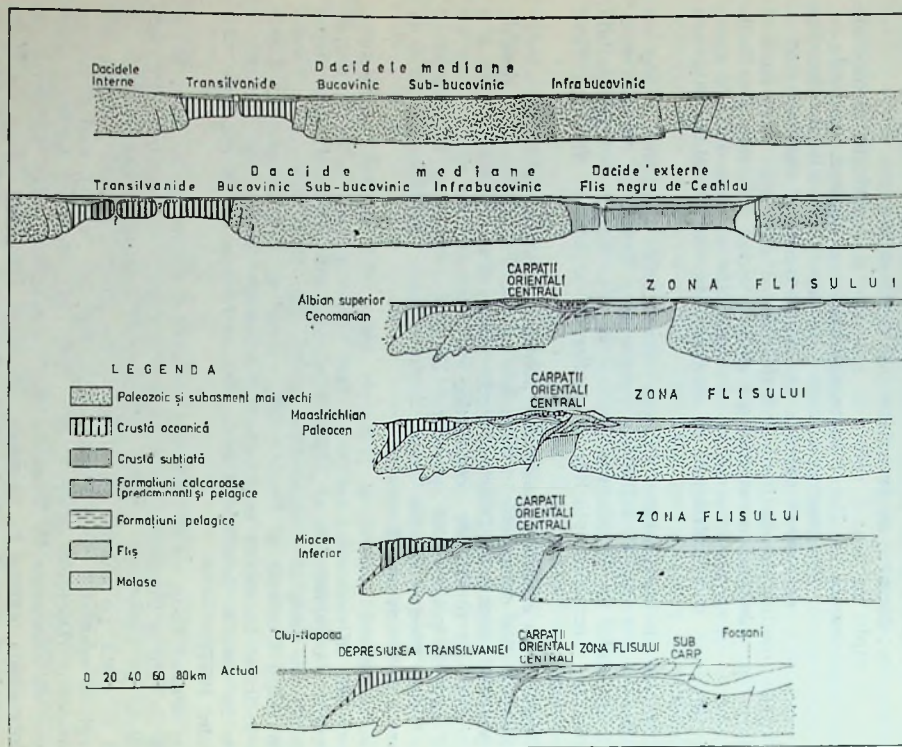


Fig. 126. Evoluția geotectonică a Carpaților în lungul transversalei Carpaților Orientali — Munții Apuseni.

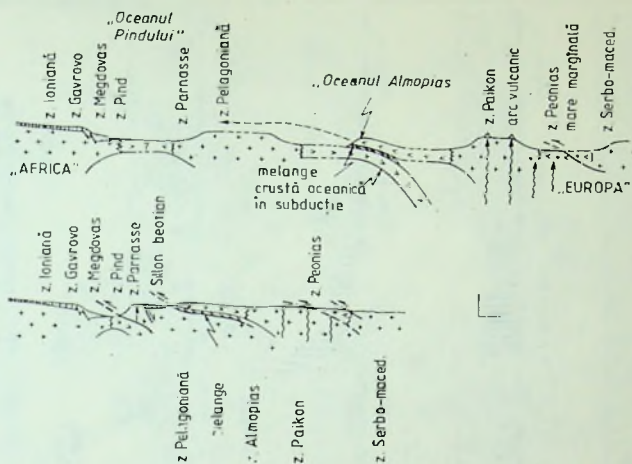


Fig. 127. Evoluția geotectonică a Hellenidelor (după Boileau, 1977).

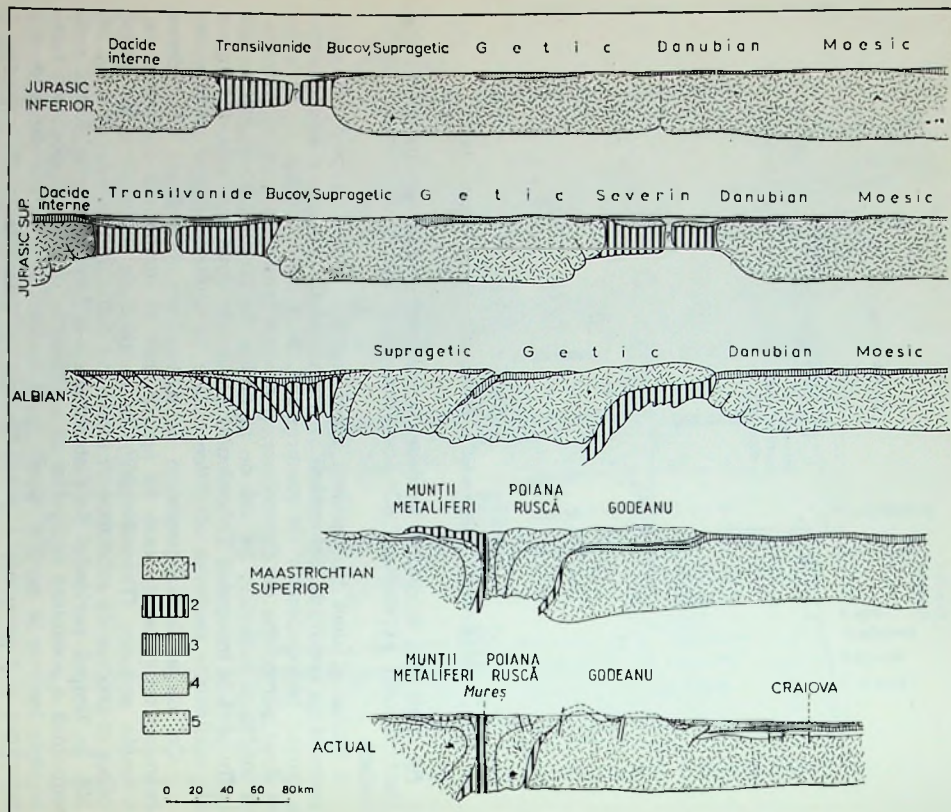
(v. fig. 126) care a condus la apariția magmatismului alcalin pe marginele bazinului extensional (Codlea—Brașov și Feneș în Carpații Meridionali).

Viteza și deci intensitatea spreadingului tethysian poate fi greu apreciată în condițiile deformării și fragmentării avansate a acestei zone în cursul tectogenelor de compresiune. Sint unele indicii că au existat două paroxisme de distensiune, și anume primul în timpul Triasicului mediu și superior, iar cel de al doilea de la jumătatea Jurassicului mediu până la începutul Tithonicului. De aceste două perioade sunt legate cele mai multe secvențe ofiolitice datate în catenele alpine mezogene.

Cel de al doilea paroxism de distensiune a încheiat deschiderea oceanului tethysian în care au apărut însă și complicații suplimentare. În unele sectoare (Transilvanide), în condiții de distensiune au putut apărea și procese de subducție în interiorul domeniului oceanic (v. fig. 58, 130). În timpul perioadei de distensiune s-a format și ramificația sud-panonică a oceanului tethysian ce s-a deschis ca un sphenochasm între Dacidele interne la nord și blocul nord-apulian la sud. Formarea sphenochasmului sud-panonic a putut începe în Triasicul mediu/superior și s-a extins până în Jurassicul superior. El explică asemănarea unora dintre secvențele Triasicului din Dacidele interne sudice cu cele ale zonelor dinarice și mai ales schimbarea substanțială a litofaciesurilor Jurassicului. Diferența între marginea apuliană și Dacidele interne în timpul Jurassicului este esențială și justifică și în acest sens existența sphenochasmului sud-panonic.



Fig. 128. Evoluția geotectonică a Carpaților în lungul transversalei Meridionali - Munții Apuseni.



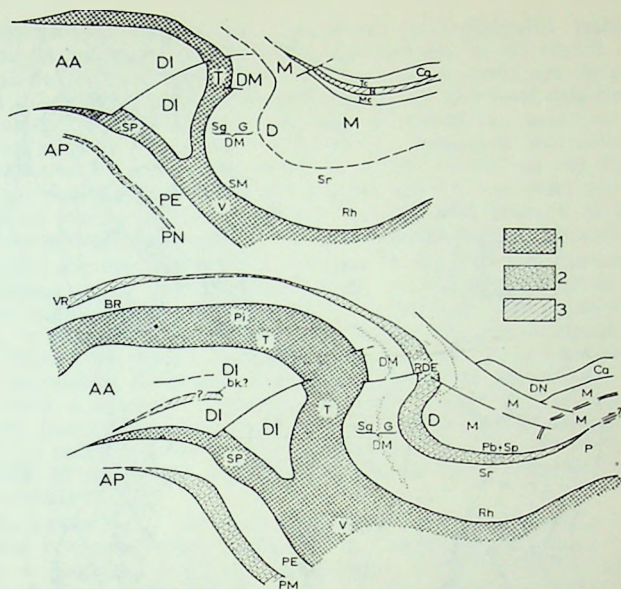


Fig. 129 a. Schița evoluției zonei mobile (tethysiene în timpul Triasicului mediu și superior și a Jurasicului (inclusiv, Neocomianul) :

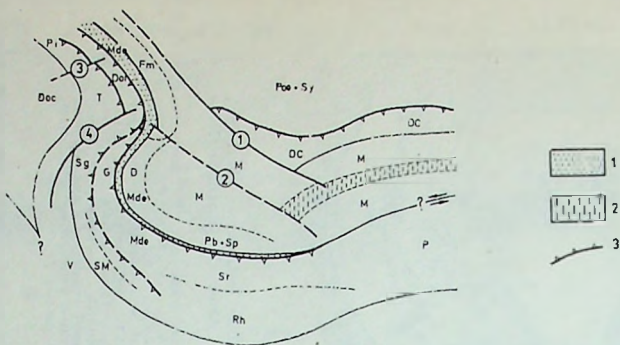
AP - marginea continentală apuliană; PN - riftul Pindusului; PE - masivul Pelagonian; V - oceanul Va-dar; T - Transilvanide; Pi - Pienidele; PM - Piemontais; DI - Dacide interne; AA - Austroalpin; bk - Bukk; BR - Briançonnais; DM - Dacide mediane; Sg - Supragetic; G - getic; SM - serbo-macedonian; Sr - Srednegore; Rh - Rhodope; VR - riftul Valais; RDE - riftul Dacidelor externe; D - Danubian; Pb + Sp - Prebalcani și Stara Planina; M - Plat forma Moesiă; Ca - Crimeia alpină; Tc - unitatea Tulcea; N - unitatea Niculiței; Mc - unitatea de Măcin; DN - Orogenul Nord-Dobrogean; SP - sfenochasmul sud-panonic; I - crustă oceanică; 2 - rifturi intra-margine continentale; 3 - rifturi intracontinentale (intracratonice); ab - crustă continentală.

Continuarea perioadei de distensiune în unele sectoare până în Neocomian este o problemă încă neprecizată. Există însă opinii (Aubouin, 1977; Argyriadis et al., 1980) conform cărora încă de la sfârșitul Tithonicului a început tectonizarea domeniului oceanic (v. fig. 127), care a produs obducții și formarea de asociații specifice de tip mélange.

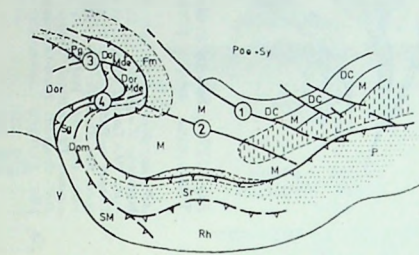
Condițiile de sedimentare care au însoțit perioada de distensiune sînt destul de variate. După datele ce pot fi obținute din analiza pinzelor transilvane și a celor ale Metaliferilor simici, complexele ofiolitice (deci scoarță de tip oceanic) sînt acoperite nemijlocit de depozite calcaroase pelagice sau neritice, de jaspuri sau de asociații de tip fliș sau de serii pelitice marnoase sau argiloase. Toate acestea arată că morfologia și adîncimea ariei oceanice erau variate și variabile.

Fig. 129 b. Schițele evoluției  
curburilor carpaato-balcanice,  
a scurtării scoarței și a „des-  
chiderii” Mării Negre:

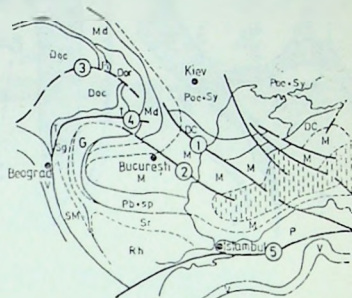
*Doc* - Dacide interne; *T* - Transilva-  
nide; *V* - Vardar; *Pi* - Pienide; *Pg* -  
Pienide paleogene; *Dor* - Dacide me-  
di ne în Carpații Orientali; *Sg* - su-  
pragetice; *G* - getice; *SM* - serbo-mace-  
donian; *Sr* - Srednegorie; *Rh* - Rhodope;  
*Mde* - Dacide externe; *Fm* - flišuri  
moldavice; *D* - Danubian; *M* - Plat-  
forma Moesiă; *P* - Pontide; *DC* -  
orogenul intracrațonic Dobrogea de  
Nord - Crimeia alpină.



MESO - CRETAC



FINI - CRETAC



FINI - TERȚIAR



**Perioadele de compresiune.** Încetarea spreadingului tethysian și trecerea de la un regim predominant distensional la un regim de compresiune și de treptată închidere a domeniului oceanic are drept cauză principală deschiderea Oceanului Atlantic. Ea a provocat mișcarea diferențială relativă a Africii față de Europa și apropierea acestora două în lungul ariei mobile tethysiene, conducând la formarea lanțurilor cutate corespunzătoare. În acest cimp vast de compresiune, un rol important în dirijarea eforturilor și a orientării principalelor structuri ale catenelor cutate au avut-o forma marginilor continentale, precum și a micro-continentelor situate între cele două plăci, europeană și africană.

Primele compresiuni care au condus la formarea de structuri sînt cele chimerice vechi, locul lor principal de manifestare fiind însă în afara ariei mobile carpato-balcanice, și anume în Dobrogea de nord (fig. 129), în care în Jurasicul inferior începe închiderea riftului intracratonic. Deformări relativ izocrone se fac simțite și pe marginea continentală europeană (Dacidele mediane), marcate de discordanțe unghiulare, dar fără a determina scurtare de scoarță prin consum. Asemenea evenimente apar și în cuprinsul Dacidelor interne, dar în schimb nu sînt cunoscute pe marginea apuliană a oceanului (Aubouin, 1973; Argyriadis et al., 1980). Și acest fapt subliniază diferența între Dacidele interne și marginea apuliană.

Deformările de la sfîrșitul Jurasicului au afectat partea sudică și sud-vestică a segmentului vardarian al oceanului tethysian (Oceanul Almopias — Boileau, 1977) și a determinat obducția largă a complexelor ofiolitice spre marginea apuliană (v. fig. 127). Această tectogeneză jurasică terminală pare să fie determinată de mișcarea spre est a blocului apulian, fapt care poate explica distribuția areală a deformărilor. Pe marginea europeană (Dacidele mediane și externe), dar și în domeniul oceanic al Transilvanidelor și Pienidelor, secvențele tithonic-neoceniene sînt neîntrerupte. În schimb, pe marginea continentală europeană există discordanțe unghiulare în baza Jurasicului superior, fapt care sugerează un anumit heterocronism între procesele de obducție din zona Vardar și deformările slabe ale acesteia. Luînd în considerare zona oceanică, se constată că tectogenezele de la sfîrșitul Jurasicului sînt înegale dezvoltate (lipsește în Carpați) tot din cauza mișcării spre est doar a blocului apulian.

Tectogeneze mezocretacice sînt foarte bine exprimate pe marginea continentală europeană, ca și într-o mare parte a domeniului oceanic. Ele se întind pe un interval de timp mai lung și sînt de fapt o grupare de mai multe paroxisme ce formează un interval tectogenetic major. Un exemplu îl constituie formarea pinzelor central-est-carpatic ce se întind din Barremian sau Aptian pînă în Albian.

Obducția pinzelor transilvane peste marginea continentală europeană (v. fig. 126) este un proces comparabil cu cel de la sfîrșitul Jurasicului raportat la marginea apuliană.

În același mod poate fi privită și poziția alohtonă a Strandjidelor sudice în raport cu elementele continentale balcano-rhodopene. În acest caz unitățile șariate provin din partea nordică a segmentului vardarian

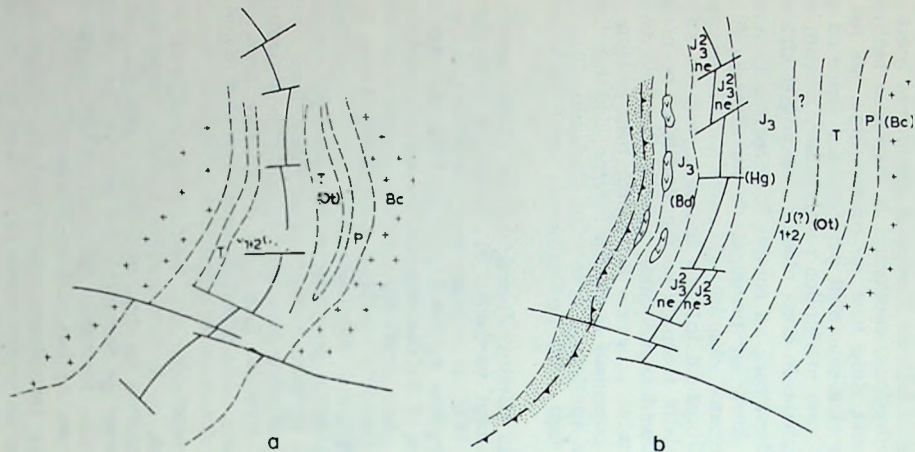


Fig. 130. Schița evoluției Tethysului oceanic în aria Transilvanidelor:

a — perioada de spreading Triasic-mediu-Jurasic mediu; b - perioada de spreading Jurassic superior - Neocomian complicată de subducție tip Mariana, crusta oceanică triasică (T), Jurasică inferioară și medie ( $J_{1,2}$ ), Juasică superioară ( $J_3$ ), tithonic - neocomiană ( $J_3 - nc$ ); domeniul pinzelor de Persani (P); Olt (Ot); Hăghimaș (Hg); Bedeleu (Bd), bucovinică (Bc), + + + crustă continentală, vvv - magmatism de arc insular calco alcalin, puncte-flș.

al Oceanului Tethys, posibil din „Oceanul“ Peonias (v. fig. 127) al acestei zone.

Se constată, în linia mari, o balansare a vîrstei compresiunilor importante de pe o margine continentală pe alta.

Distribuția areală a principalelor structuri mezocretacice este controlată de mișcare spre sud a plăcii europene care determină (fig. 126, 128) :

— obducția și deformarea zonei oceanice odată cu

— forfecarea și imbricarea în pinze de șariaj a însăși părții externe a marginii continentale.

Un alt exemplu de nesincronizare a deformărilor de pe marginile continentale este oferit de tectogenezele pregosau foarte active în Dacidele interne, dar absente pe marginea nord-apuliană. Încă o dată evoluția geotectonică a Dacidelor interne și în general a blocului austro-bihorean se arată a fi diferită de blocul apulian. Șariajele pregosau au determinat scurtarea scoarței în cuprinsul ariei austro-alpine și dacidice interne și foarte probabil și pe marginea sudică a acesteia în zona de trecere la sphenochasmul sud-panonic.

Tectogenezele laramice sînt larg reprezentate în aria carpato-balcanică prin șariaje importante ce au implicat Dacidele mediane (și echivalentele) și Dacidele externe. Și domeniul oceanic este deformat (în Munții Metațiferi), vergențele șariajelor fiind spre marginea Dacidelor interne. Din nou marginea apuliană, ca și segmentul vardarian al suturii tethysiene sînt slab afectate de aceste compresiuni sau sînt lipsite total de deformări.

Analiza primei perioade de compresiune, perioada dacidică (la care se includ și deformările de la sfîrșitul Jurasicului), conduce la următoarele concluzii generale :

— intervalele tectogenetice mezocretacice și laramice sînt de fapt un grup de paroxisme tectogenetice ce se repetă la scurte intervale de timp ;

— în timpul perioadei dacidice au fost generate cele mai importante pinze de obducție din spațiul carpato-balcanic și în parte și cel dinaro-hellenic ;

— pinzele de obducție sînt contemporane cu forfecarea și imbricarea unor șariaje de soclu pe marginile continentale ;

— tectogenezele dacice deformează atît aria oceanică tethysiană, cît și marginile sale continentale, dar nu simultan cu aceeași intensitate ;

— la sfîrșitul perioadei tectogenetice cretacice (dacidice) a avut loc închiderea (distrugerea) unei importante părți a oceanului tethysian ;

— în aria actuală Europei alpine nu au existat spreadinguri temporane tectogenetice de compresiune cretacice ;

— cu excepția marginii apuliene, tectogenezele cretacice au deformat o mare parte a ariei alpine din Europa centrală și de sud-est ;

— în timpul perioadei tectogenetice cretacice, deformările principale au alternat dintr-o parte în alta a domeniului oceanic, implicînd succesiv părți din acesta și marginile continentale învecinate.



Ca urmare a consumului de litosferă oceanică, în timpul perioadei dacidice apar și primele produse calco-alkaline legate de aceste procese. Ele sînt tributare la două procese de consum (Rădulescu, Săndulescu, 1973) : unul extern, situat în Carpații Meridionali și Balcani, legat de sutura intracontinentală a Dacidelor externe, și unul intern, legat de sutura Transilvanidelor. De planul de consum extern de tipul subducției frontale sînt legate produsele magmatice neocretacic-paleogene din cuprinsul Dacidelor mediane și a echivalentelor lor în Balcani și Rhodope. De fapt în sectorul din urmă este mai greu de deosebit deocamdată care dintre produsele calco-alkaline neocretacice sînt dependente de consumul litosferei pe paleoplanul corespunzător suturii Dacidelor externe și care anume de consumul pe paleoplanul corespunzător părții interne a suturii vardariene, aceasta fiind de tipul subducției radicale. Produsele magmatice neocretacice și paleogene ale Dacidelor interne sînt legate de sutura Transilvanidelor. În acestea din urmă există masive intrusive calco-alkaline pentru care apartenența la una sau alta dintre suturi este încă neclară.

Acolo unde paleoplanele de consum au înclinări convergente, adică începînd din Banat spre sud și est, se pune problema dacă au funcționat simultan. Este de menționat că o tectogeneză importantă în zona Vardar este eocenă (cf. Aubouin, 1973) și că există posibilitatea unor scurtări de scoarță remarcabile în faza de la sfîrșitul Jurasicului (Aubouin, 1973, 1977). Pentru aceste două momente nu a funcționat decît paleoplanul vardarian, deci nu se pune problema convergenței. În schimb, în Cretacicul mediu și superior paleoplanul dacidic extern a fost activ, iar scurtările vardariene sînt mai puțin evidente. S-ar putea întrevădea două soluții :

- paleoplanele au funcționat doar alternativ sau
- paleoplanele tind să devină subverticale (pentru a nu se încrușișă !) în cazul în care sînt izocrone în părțile inferioare ale litosferei.

În timpul perioadei tectogenetice dacidice s-a realizat și o parte a curburilor actuale ale catenelor carpato-balcanice. Este cazul în primul rînd al curburilor Transilvanidelor și ale Dacidelor mediane (fig. 129). Un rol important în realizarea curburilor l-au avut translațiile diferite panouri ale vorlandului, dar și ale unora dintre blocurile sialice opuse acestuia. Aceste translații au fost facilitate de existența fracturilor transcrustale din care majoritatea au fost falii transformante active în timpul perioadei de distensiune și care se prelungeau și în cuprinsul marginilor continentale. Printre aceste fracturi importante sînt de amintit :

- falia nord-transilvană, care a dirijat distribuția deformărilor cretacice și terțiare în lungul suturii transilvanido-pieninice ;
- falia sud-transilvană, care delimitează Transilvanidele în raport cu Dacidele mediane din Carpații Meridionali ;
- falia Peceneaga—Camena, care limitează la nord platforma mosaică ;

— falia intramoasică, care actualmente are translație senestră, dar care a avut mișcări dextre în timpul Cretacicului, facilitând curbura concavă (de tip recess) a Carpaților Meridionali ;

— falia Bistriței care a facilitat mișcarea diferențiată a panourilor din vorlandul Carpaților Orientali.

Mai există desigur și numeroase alte falii cu decroșare mai mult sau mai puțin importantă, paralele cu cele menționate mai sus și care s-au înscris prin însumarea deplasării lor în realizarea curburilor.

Mișcările combinate ale faliei sud-transilvane (dextră), pe de o parte, și a faliiilor Peceneaga—Camena și intramoasică (tot dextre în acea perioadă), pe de altă parte, au determinat (v. fig. 129) formarea curburii Carpaților Meridionali, care nu s-a mai accentuat de la sfârșitul Cretacicului, și a curburii peribihorene.

Intrucât din cauza curburilor subșariajele vorlandului au devenit centrifuge, în cuprinsul său s-au născut forțe de distensiune importante. În consecință a început „spargerea“ Platformei Moesice pe amplasamentul actual al Mării Negre (v. fig. 129). Ca urmare a acestei fracturări, diferite panouri de crustă sialică s-au depărtat unele de altele, determinând geneza scoarței lipsite de pătură granitică ce se cunoaște astăzi. Procesul trebuie să fi fost foarte intens la sfârșitul perioadei dacidice, atunci când subșariajele divergente au fost generale în Platforma Moesică. El a continuat și în Terțiar, deși subșariajele divergente nu au mai fost în acest timp foarte evidente și au fost în orice caz heterocrone.

Subșariajele vorlandului au putut avea amploare diferită în funcție de amplitudinea mișcării panourilor dirijate de marile fracturi crustale. Un exemplu îl constituie falia intramoasică ce se separa în timpul Cretacicului două panouri care au avansat spre Carpați cu viteze diferite, subșariajul spre Carpații Meridionali fiind mai important și scurtările de scoarță corespunzătoare fiind mai mari. În timpul subșariajelor miocene situația s-a schimbat, panoul de la sud-vest de falie fiind practic blocat, iar celălalt suferind deplasări importante. Această situație explică, cel puțin în parte, absența produselor magmatice calco-alkaline neocretacic-paleogene în Carpații Orientali.

La sfârșitul perioadei dacidice, o mare parte a ariei carpato-balcanice era deformată și rigidizată, constituind blocuri de forme și dimensiuni variabile care vor juca rolul de hinterland pentru viitoarele zone cu tectogeneze moldavnic. Aceste blocuri vor fi afectate în Terțiar doar de fracturări mai mult sau mai puțin importante, iar în Dacidele interne de șariaje „în bloc“ pe marginea lor externă.

Tectogeneze terțiare sînt inegal dezvoltate în spațiul carpato-balcanic și dinaro-hellenic. Cea mai veche, pireniană, este cunoscută mai ales în Balcani, Rhodope și Dinaro-Hellenide. Cele miocene lipsesc în Balcani și sînt foarte bine reprezentate în Carpați ; ele sînt recunoscute și în Dinaridele externe.

Tectogeneza pireniană din Balcanidele externe poate să fi condus doar la reluarea unor plane de șariaj sau încălecări mai vechi ca un ecou al coliziunii importante ce s-a produs în lungul zonei Vardar

(Aubouin, 1973, 1977) la sfârșitul Eocenului. În Rhodope deformările ce implică depozitele paleogene (v. fig. 121) sînt în primul rînd de tipul altunecărilor gravitaționale sau cel mult al retroîncălecărilor.

O problemă mai puțin clarificată privește corelarea șariajelor „în bloc” pe care le-a suferit ansamblul austro-alpin și Dacidele interne. În Alpi acest șariaj este posterior depozitelor eocene și a fost încadrat în faza pireneană. În Carpați, pentru Dacidele interne nu se poate stabili cu precizie eventuala mișcare „în bloc”. Se pot avea în vedere diferite soluții :

— planul de șariaj „în bloc” a Dacidelor interne peste elemente situate în fața lor se află doar la nivele mai profunde și nu aflorază ca în Alpi ;

— există două momente diferite ale încălecării în lungul aceluiași plan, mai timpuriu în Alpi și mai târziu în Carpați ;

— șariajul pirenean în Carpați a acoperit numai anumite zone situate la exteriorul Dacidelor interne (elementele aparținînd Vahicumului, de exemplu) și a fost reluat, împreună cu Pienidele, în compresiunea intraburdigaliană ;

— șariajul pînzelor austro-alpine este și el intraburdigalian.

Comparînd șariajele pireneene în aria dinaro-hellenică cu cele din aria carpato-balcanică, se constată că în timp ce în primul caz ele formează o fișe continuă în lungul arcului, în cel de al doilea sînt discontinue, deoarece nu există legătură directă între încălecările din Balcani și șariajele din Alpi și Carpații occidentali.

Tectogeneza pireneană din Dinaro-Hellenide poate fi comparată cu tectogenezele dacice din Carpați, deoarece și ea a determinat cicatrizarea suturilor ofiolitice.

Tectogenezele moldavidice dezvoltate în Carpați au determinat și o scurtărie de scoarță pe plane de consum. Existența acestora este legată de dezvoltarea unor arcuri vulcanice neogene, suprapuse părților interne carpatice. Datele actuale permit să se considere că paleoplantele terțiare sînt suprapuse, în linii mari, celor cretacice (v. fig. 126), marcînd reluarea unor procese întrerupte pentru un anumit interval de timp.

Tectogeneza stirică veche (intraburdigaliană) se întîlnește în Carpați în aria Pienidelor (inclusiv pinza de Magura), în aria Moldavidelor interne, dar și pe marginea arcului dinaro-hellenic. Tectogenezele stirică nouă și moldavă sînt înregistrate cu dezvoltarea lor marcată în Moldavidele externe.

Atît pe marginea continentală europeană, cit și pe cea apuliană tectogenezele miocene sînt responsabile pentru geneza unor șariaje în majoritate de cuvertură care deplasează formațiuni depuse pe arii cu crustă continentală.

Trăsăturile specifice ale tectogenezelor terțiare pot fi rezumate astfel :

— exceptînd tectogeneza pireneană din ansamblul dinaro-hellenic, tectogenezele terțiare au antrenat numai porțiuni din marginile continentale, în condițiile coliziunii continent/continent ;



— perioada tectogenetică moldavidică grupează trei momente de deformare (stiric vechi și nou, moldavian) ce se încadrează într-un interval de timp relativ scurt (4—6 Ma) în raport cu numai un interval din tectogenezele cretacee, ca de exemplu cel mezocretacic care se întinde pe aproximativ 10 Ma ;

— în comparație cu tectogenezele cretacee, cele terțiare cuprind zone mai restrinse, în același sens tectogenezele terțiare tinere fiind areal mai restrinse decât cele terțiare vechi ;

— în timp ce tectogenezele pireneană și stirică veche sînt dezvoltate atît pe marginea continentală europeană, cît și pe cea apuliană, cele mai tinere sînt restrinse la marginea europeană (această concluzie nu este valabilă pentru Apenini și Sicilia, unde există tectogeneze contemporane celor moldavidice tinere) ;

— în timpul tectogenenezelor terțiare nu au fost puse în loc pinze de obducție ; în unele părți au avut loc încălecări „în bloc“ care au antrenat pinze de obducție mai vechi, dar nicăieri nu se cunosc obducții terțiare propriu-zise.

În perioada de compresiune corespunzătoare tectogenenezelor moldavidice, unele dintre curbările preexistente au fost accentuate. Este vorba în primul rînd de curbura din partea de sud-est a Pienidelor (v. fig. 129), determinată de deplasarea blocului Dacidelor interne, translație care a fost dirijată de falia nord-transilvană. Această mișcare este responsabilă și de șariajul terțiar „în bloc“ al părții vestice a Dacidelor interne.

Falia intramoesică a avut și pentru tectogenezele miocene un rol important, limitînd spre vest dezvoltarea pînzelor moldavidice. Este subliniat în acest fel rolul activ al subșariajului vorlandului prin care s-a produs ejectarea pînzelor din zona flișului spre exterior.

„Am crezut întotdeauna în ce-am făcut“.

FORY ETERLE

## INCHEIERE

O sinteză înseamnă mai ales un început. În primul rînd pentru autorul ei care, constrîns de spațiu, de timp și de limitele cunoașterii lui și mai ales ale altora, se face exponentul unui anumit grad de dezvoltare a domeniului abordat. Pînă la un punct toate aceste circumstanțe îi sînt favorabile dar nu pe deplin atenuante.

În al doilea rînd o sinteză este un punct de plecare pentru toți cei care ar putea să o schimbe, să o amelioreze, sau să o aducă mai aproape de ceea ce în geologie se poate accepta ca realitate. În ultimul rînd o sinteză este punctul de plecare al multor întrebări care pot duce la progresul obiectiv al înțelegerii.

O sinteză este o contribuție deznădăjduită de personală, mai ales în măsura în care autorul se oferă sincer laucidării detaliilor contradictorii.

O sinteză care abordează domeniul geotectonicii trebuie să împace cît se poate de armonios particularitățile majorității disciplinelor științelor Pămîntului. Dar acest deziderat depinde de atît de mulți factori încît reușita este de la început plină de îndoieli. Pe de altă parte sinteza regională nu are granițe nici în timp și nici în spațiu, mai ales pentru că fenomenul geologic respinge delimitarea. Înțelegerea este a noastră sau a altora în măsura în care se poate pătrunde în intimitatea și

nuanțele unor procese pe care le sesizăm cu mijloace diverse și diversificate.

Sinteza alcătuirii și evoluției geotectonice a teritoriului românesc reprezintă, prin complexitatea subiectului o riguroasă angajare. Dincolo de ariditatea obiectivă a faptelor trebuie acceptată și frumusețea interpretărilor îndrăznețe care au marcat încă de la început școala de geologie românească. Cât de bine am reușit să fim epigoni merituoși vor aprecia tinerii care astăzi se îndreaptă spre științele Pământului.



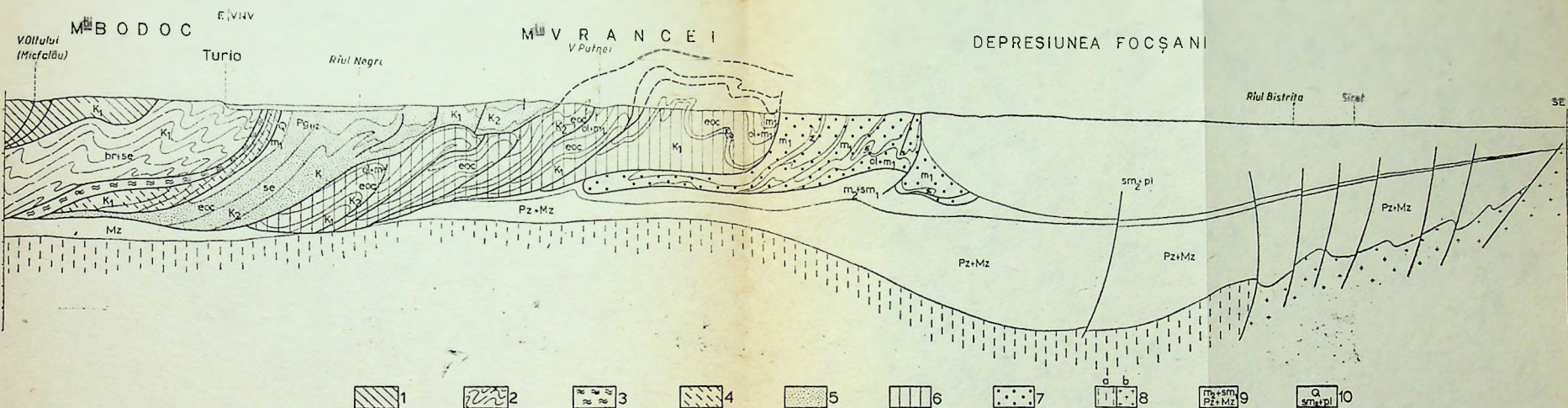


Fig. 108. Secțiune geologică prin zona flișului în aria curburii (după Săndulescu, Ștefănescu, Polonic, 1980):

1 - pinza de Ceahlău; 2 - pinza flișului curbicortical; 3 - pinza de Mela; 4 - pinza de Audia; 5 - pinza de Tareău; 6 - pinza cutelor marginale; 7 - pinza subcarpatică; 8 - soclul platformei (a - dobrogean, b - sisturi verzi); 9 - acoperirea platformei; 10 - avaufoasă.

## BIBLIOGRAFIE

- AGHEORGHIESEI, V., BÂNCILĂ I., COSTEA I., ROSA A. (1967), *D. S. Com. Geol.*, L III 1, p. 251—280, București.
- AIRINEI ȘT. (1955), *Bul. Științ. (Biol.-Agron.-Geol.-Geogr)*, VII, 1, p. 155—175, București.
- AIRINEI ȘT. (1976), *Symp. Int. Split.*, oct. 1976.
- AMPFERER O. (1906), *Jhrb. Geol. RA*, 56, 3—4, p. 539—621, Wien.
- ANDJELKOVICI M. Z., LUPU M. (1967), *Carp. Balk. Geol. Assoc.*, 8th Congr., *Rep. Geotect.*, I, p. 15—23, Belgrad.
- ANDRUSOV I. (1958), *Geol. Jahrb.*, 7, p. 3—6, Wien.
- ANDRUSOV D. (1960—63), *Liv. Mém. P. Fallot, II, Mém. SGF*, p. 519—529, Paris.
- ANDRUSOV D. (1964), *Geologie der tschechoslovakischen Karpaten*, vol. I, și II, Akad. Verl., Berlin.
- ANDRUSOV D. (1968), *Grundriss der Tektonik der Nördlicher Karpaten*, Bratislava.
- ANDRUSOV D., BYSTRICKY J., FUSAN O. (1973), *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, 10th Congr, Bratislava.
- ANTON S. (1943), *Bull. Sect. Sci. Acad. Roum.*, XXV, 10, p. 631—640, București.
- ANTONEȘCU E. (1973), *D. S. Inst. Geol.*, LX, 4, p. 25—29, București.
- ANTONEȘCU E., NĂSTĂSEANU S. (1977), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII, 4, p. 73—114, București.
- ANTONEȘCU E., ION J., ALEXANDRESCU GR. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 4, p. 23—41, București.
- ARGYRIADIS I., GRACIANSKY P., MARCOUX J., RICOU L. E. (1980), 26e Congr. *Geol. Int.*, Coll. C5, p. 199—214, Paris.
- ATANASIU I. (1927), *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, *Ile réun.*, București.
- ATANASIU I. (1939), *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XXV, 1, p. 320—326, București.
- ATANASIU I. (1940), *Lucr. Soc. Geogr. Cantem.*, III, p. 89, Iași.
- ATANASIU I. (1943), *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XXII, p. 149—176, București.
- ATANASIU I. (1952), *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 13—27, București.
- ATANASIU L. (1956), *D. S. Com. Geol.*, XL, p. 28—33, București.
- AUBOUIN J. (1964), *Ecl. Geol. Helv.*, 57, 2, p. 451—496, Basel.
- AUBOUIN J. (1965), *Geosynclines*, 355, p., 67, fig., Elsevier, Amsterdam.
- AUBOUIN J. (1973), *Bull. SGF*, (7), XV, 5—6, p. 426—460, Paris.
- AUBOUIN J. (1975), *C. R. Acad. Sci.*, 281, D, p. 99—102, Paris.
- AUBOUIN J. (1977), *Bull. SGF*, (7), XIX, 3, p. 421—435, Paris.

- BALINTONI I., GHEUCA I. (1977), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5, p. 11—36, București.
- BALINTONI I., GHEUCA I. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 5, p. 5—16, București.
- BALINTONI I. (1981), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 25, p. 24—31, București.
- BALINTONI I., GHEUCA I., VODĂ AL., (1983), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 15—22, București.
- BARBU C., VASILESCU E. (1967), *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIIe Congr. I, Belgrad.
- BARBU C., ALI MEHMET N., PARASCHIV C. (1970), *Acta. Geol. Acad. Sci., Hung. 14*, p. 243—249, Budapest.
- BÂNCILĂ I. (1940), *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXIII, p. 64—78, București.
- BÂNCILĂ I. (1952), *D. S. Com. Geol.*, XXXVI, p. 4—21, București.
- BÂNCILĂ I. (1955), *Bul. Științ. (Agron.-Biol.-Geol.-Geogr.)*, VII, p. 1201—1234, București.
- BÂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Editura Științifică, București.
- BÂNCILĂ I., PAPIU C. V. (1962), *D. S. Com. Geol.*, XLVI, p. 25—51, București.
- BÂNCILĂ I., HRISTESCU E. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balk.*, Congr. V, IV, p. 11—33, București.
- BÂNCILĂ I., MARINESCU I. (1971), *Geol. Rundsch.*, 60, p. 705—717, Stuttgart.
- BELOUSOV V. A. (1948), *Obsciaia geotektonika*, Geolizdat, Moscova.
- BERCIA I., BERCIA E. (1964), *D. S. Com. Geol.*, XLIX, p. 309—331, București.
- BERCIA I., BERCIA E. (1970), *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 7—49, București.
- BERCIA I. (1975), *Stud. tehn. econ.*, *Inst. Geol., Geofiz.*, 1-12, p. 1—159, București.
- BERCIA I., BERCIA E. (1975), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLIII, p. 5—63, București.
- BERCIA I., KRAUTNER H., MUREȘAN M. (1976), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, p. 37—70, București.
- BERZA T. (1978), *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr.*, *Geol.*, 23, 2, p. 173—184, București.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1977), *XXV Congr. CIESM, Ed. Technip*, p. 143—164, Paris.
- BIRKENMAJER K. (1970), *Stud. Geol. Pol.*, XXXI, p. 1—81, Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1977), *Stud. Geol. Pol.*, XLV, p. 1—158, Warszawa.
- BIZOVA S. L., RUDACOV S. G., SLAVIN V. I., KHAIN V. E. (1971), *Geotect.*, 6, (nov.-dec.), p. 79—86, Moskva.
- BIZOVA S. L. (1972), *Vestn. Mosk. Univ., Geol.*, 2, p. 36—44, Moskva.
- BLEAHU M., DIMITRESCU R. (1957), *An. rom.-sov., (Geol.-Geogr.)*, 2 (31), p. 29—42, București.
- BLEAHU M., LUPU M. (1963), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., Bull. 6th Congr.*, II, p. 445—455, Warszawa.
- BLEAHU M., DIMITRESCU R. (1965), *Foia Moneasa 1:100.000, Inst. Geol.*, București.
- BLEAHU M., DIMIAN M. (1967), *D. S. Com. Geol.*, LIII, 3, p. 195—219, București.
- BLEAHU M., BABUCEA Y., PILIUȚĂ A. M. (1968), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, *Geol.*, 13, 1, p. 137—155, București.
- BLEAHU M. (1968), *D. S. Inst. Geol.*, LIII, 3, p. 195—210, București.
- BLEAHU M., PATRULIUS D., TOMESCU C., BORDEA J., PANIN S., RĂDAN S. (1970), *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 4, p. 29—41, București.
- BLEAHU M. (1970), *St. tehn.*, 9, p. 17—19, București.
- BLEAHU M., ISTOCESCU D., GEAMĂNU M. (1971), *D. S. Inst. Geol.*, LVII, 5, p. 5—21.
- BLEAHU M. (1971), *Bul. geol.*, 3, p. 1—11, București.
- BLEAHU M., BOCCALETTI M., MANETTI P., PELTZ S. (1973), *J. Geophys. Res.*, 78, 23, p. 5025—5032.
- BLEAHU M. (1976), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 20, 1, p. 27—39, București.
- BLEAHU M. (1974), *D. S. Inst. Geol.*, LX, 5, București.
- BLEAHU M. (1974), *Tect. Carp.-Balk. Area.*, p. 221—234, Bratislava.



- BLEAHU M., LUPU M., PATRULIUS D., BORDEA S., ȘTEFAN A., PANIN S. (1981), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr., Guide Exc. B3*, 107 p., București.
- BLEAHU M., PANIN ȘT., TOMESCU C., MARINESCU FL., ȘTEFĂNESCU M. (1982), *Foiaia Petru Groza*, sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- BOCCALETTI M., MANETTI P., PECERILLO A. (1974), *Earth Plan. Sci. Lett.*, 23, p. 193—184.
- BOGDANOV A. A. (1949), *Sov. Geol.*, 49, Moscova.
- BOLDUR C., STILLĂ A., IAVORSKI M., DUMITRU I. (1970), *D. S. Inst. Geol.*, LV, 5, p. 5—20, București.
- BOILEAU G. (1977), *Bull. SGF (7)*, XIX, 1, p. 82—83, Paris.
- BONCEV E. (1947), *An. Dir. rech. géol. min. Bulg.*, A, IV, Sofia.
- BONCEV E. (1965), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 7th Congr., Rp.* 1, p. 79—84, Sofia.
- BONCEV E. (1966), *Bull. Inst. Géol.*, XV, p. 5—24, Sofia.
- BONCEV E. (1979), *Tect. Carp.-Balk. Area*, p. 307—308, Bratislava.
- BORCOȘ M. (1974), *Tect. Carp.-Balk. Area*, p. 278—283, Bratislava.
- BORDEA S., BORDEA J. (1973), *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 5, p. 5—12, București.
- BORDEA S., BORDEA J., PURICEL R. (1965), *D. S. Com. Geol.*, LI, 1, p. 213—216, București.
- BORDEA S. (1971), *D. S. Inst. Geol.*, LXII, 4, p. 17—26, București.
- BORDEA S. (1972), *D. S. Inst. Geol.*, LXIII, 5, p. 7—23, București.
- BORDEA S., CONSTANTINESCU R. (1975), *Foiaia Blăjeni* sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol.*, București.
- BORDEA S., BLEAHU M., BORDEA J. (1975), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, 5, p. 61—83, București.
- BORDEA S., ȘTEFAN A., BORCOȘ M. (1979), *Foiaia Abrud*, sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- BOTEZATU R., BĂCIOIU T. (1957), *Bul. Științ. (Geol.-Geofiz.)*, II, 2, p. 237—252, București.
- BRATU E. (1966), *D. S. Com. Geol.*, LII, 2, p. 209—288, București.
- BRATU E., ALEXANDRESCU GR. (1970), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Geol., 11, 1, p. 451—467, București.
- BUCUR I. (1980), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LV, p. 97—205, București.
- CADISCH J. (1953), *Geologie der Schweizer Alpen*, ed. 2, Basel.
- CAREY S. W. (1958), *Symp. Hobart Tasmania Univ.*
- CERNEA G. (1952), *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 37—94, București.
- CHANELL I. E. T., L'ARGENIO B., HORVATH F. (1979), *Earth Sci. Rev.*, 15, p. 213—292, Amsterdam.
- CIOCÎRDEL R., SOCOLESCU M., TEODORESCU C. (1967), *Assoc. Geol. Carp.-Balk., VIIIe Congr., Géotect.*, p. 49—58, Belgrad.
- CIOCÎRDEL R., SOCOLESCU M. (1969), *Act. Geol. Hung.*, XIII, p. 157—164, Budapest.
- CIOFLICA G., LUPU M., NICOLAE I., VLAD S. (1980), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 79—95, București.
- CIOFLICA G., NICOLAE I. (1980), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 25, 1, p. 15—27, București.
- CIOFLICA G., SAVU H., NICOLAE I., LUPU M., VLAD S. (1981), *Assoc. Geol. Carp.-Balk., 12th Congr., Guide Exc. A3,80* p., *Ed. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- CIORNEI P. (1970), *D. S. Inst. Geol.*, LIV, 4, p. 33—49, București.
- CIUPAGEA D., PAUCĂ M., ICHIM T. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, *Ed. Acad. RSR*, București.
- CODARCEA AL. (1934), *C. R. Inst. Géol. Roum.*, p. 111—121, București.
- CODARCEA AL., MURGEANU G. (1936), *C. R. Acad. Sci. Roum.*, I, 3, p. 247—249, București.
- CODARCEA AL. (1940), *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX, p. 1—74, București.
- CODARCEA AL., RĂILEANU GR., PAVELESCU L., GHERASI N., NĂSTĂSEANU S., BERCIA I., MERCUS D. (1961), *Assoc. Geol. Carp.-Balk., Guide Exc. C, Ve Congr.*, 126 p., București.

- CODARCEA AL., LUPU M., CODARCEA-DESSILA A., LUPU D. (1967), *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 12, 2, p. 397—392, București.
- CODARCEA AL., BERCIA I., BOLDUR C., CONSTANTINOF D., MAIER O., MARINESCU FL., MERCUS D., NĂSTĂSEANU S. (1968), *Congr. Geol. Int., Guide Ex., Ed. Inst. Geol.*, București.
- DESSILA-CODARCEA M. (1962), *Com. Acad. RSR, XII, 5*, p. 583—588, București.
- DESSILA-CODARCEA M., BERCIA I., KRÄUTNER H., MUREȘAN M. (1964), *D. S. Com. Geol., L, 2*, p. 3—23, București.
- CONSTANTINESCU L., CORNEA I., ENESCU D. (1972), *Rev. roum. géol. géophys. geogr., Géophys.*, 16, 1, p. 3—20, București.
- CONSTANTINESCU L., CORNEA I., LĂZĂRESCU V. (1975), *Rev. roum. géol. géophys. geogr., Géophys.*, 17, 2, București.
- CONSTANTINESCU L., CORNEA I., LĂZĂRESCU V. (1975), *St. tehn. econ., D10 (III)*, p. 291—298, București.
- CONTESCU L., JIPA D., MIHĂILESCU N. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, III, 1*, p. 110—128, București.
- CONTESCU L., JIPA D., MIHĂILESCU N., PANIN N. (1968), *Rev. roum. géol. géophys. geogr., Géol.*, 12, 2, p. 219—232, București.
- CONTESCU L., MIHĂILESCU N. (1970), *Acta Geol. Hung.*, 14, p. 317—324, Budapest.
- COSTEA I., COMȘA D., VINOGRADOV C. (1978), *St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 23, 2, p. 299—311, București.
- DEBELMAS J., OBERHAUSER R., SÂNDULESCU M., TRUMPHY R. (1980), *26e Congr. Géol. Int., Coll. C5*, p. 86—96, Paris.
- DEWEY I. F., PITMAN III W. C., RYAN W., BONNIN J. (1973), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3137—3180.
- DICEA O. (1967), *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIIIe Congr., I*, p. 73—78, Belgrade.
- DICEA O., DUTESCU P., ANTONESCU F., MITREA G., BOTEZ R., DONOS I., LUNGU V., MOROȘANU I. (1980), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXV*, p. 21—85, București.
- DIKENSTEIN G. H., SOLOVIEV B. A., HAIN V. E. (1975), *Geotectonica*, 3, Moscova.
- DIMITRESCU R. (1958), *An. Com. Geol.*, XXXI, p. 51—119, București.
- DIMITRESCU R. (1966), *An. Com. Géol.*, XXXV, p. 165—239, București.
- DIMITRESCU R. (1978), *Rev. roum. géol. géophys. geogr., Géol.*, 22, p. 43—45, București.
- DIMITRESCU R. (1980), *Rev. roum. géol. géophys. geogr., Géol.*, 25, p. 31—35, București.
- DRACKE C. I., KOSMINSKAIA I. P. (1969), *Tectonophysics*, 7, 5—6, p. 363—382, Amsterdam.
- DRAGASTAN O. (1974), *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXI, 87 p., București.
- DRĂGHICEANU M. (1937), *Eurasie. Tectonica seismică*, 237 p., București.
- DUMITRESCU I. (1948), *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIX, p. 84—105, București.
- DUMITRESCU I. (1952), *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 195—270, București.
- DUMITRESCU I. (1957), *Lucr. I.P.G.G. III*, p. 19—42, București.
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUȚĂ O., PAULIUC S., GEORGESCU C. (1962), *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 5—96, București.
- DUMITRESCU I. (1962), *Curs de geologie structurală cu elemente de cartografie geologică. Ed. Did. Pedag.*, 292 p., București.
- DUMITRESCU I. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, IV*, p. 65—84, București.
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M. (1968), *An. Com. Geol.*, XXXVI, p. 195—218, București.
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M., ȘTEFĂNESCU M., BANDRABUR T. (1968), *Notă explic., foaia Covasna, sc. 1 : 200.000, Inst. Geol.*, București.
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M., BANDRABUR T. (1969), *Notă explic. foaia Bacău, sc. 1 : 200.000, Inst. Geol.*, București.
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M. (1970), *Harta tectonică A RSR, Inst. Geol.*, București.

- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M. (1974), *Tect. Carp.-Balk. Area*, Bratislava.
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M. (1976), *Harta tectonică RSR*, Ed. Acad., Bucureşti.
- DUMITRIU M. (1964), *St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 9, 1, p. 181—186, Bucureşti.
- DUMITRIU M., DUMITRIU CR. (1965), *St. cerc. geofiz. geogr., Geol.*, 10, 1, p. 265—271, Bucureşti.
- DURAND DELGA M. (1980), *Bull. SGF*, (7), XXII, 1, p. 15—30, Paris.
- FILIPESCU M. G. (1955), *Rev. Univ. Politehn.*, 8, p. 293—315, Bucureşti.
- FILIPESCU M. G., ALEXANDRESCU GR. (1962), *St. cerc. geol.* VII, 2, p. 241—243, Bucureşti.
- FILIPESCU M. G., BRATU E., ILIESCU G., ILIESCU M., NEAGU T., SÂNDULESCU J., VINOGRADOV C. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V.* III, 1, Bucureşti.
- GAVĂT I., AIRINEI Ş., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU S., VENCOV I. (1963), *St. cerc. geofiz., I*, 1, p. 7—34, Bucureşti.
- GAVĂT I., CIUPAGEA E., AIRINEI S. (1969), *Acta Geol. Sci. Hung.*, 13, p. 183—190, Budapesta.
- GHIKA-DUDEŞTI S. (1939), *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX, p. 175—200, Bucureşti.
- GIUŞCĂ D. (1937), *Bul. Lab. min. gen. Univ. Buc.*, II, p. 51—59—, Bucureşti.
- GIUŞCĂ D. *St. cercet. geol.*, VII, 2, p. 319—327.
- GIUŞCĂ D., IANOVICI V., MINZATU S., SOROIU M., LEMNE M., TÂNĂSESCU A., IONCICĂ M. (1967), *Şt. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 12, 2, p. 287—296, Bucureşti.
- GIUŞCĂ D., SAVU H., BORCOŞ M. (1967), *Şt. cerc. geol. geofiz., Geol.*, 12, 1, p. 41—56, Bucureşti.
- GIUŞCĂ D., SAVU H., BERCIA I., KRÄUTNER H. (1969), *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, p. 221—234, Budapest.
- GLUŞKO V. V., KRUGLIOV S. S. (edit.) (1971), *Ukr. NIGRI*, XXV, 342 p., Ed. Nedra, Moscova.
- GLUŞKO V. V. (edit.) (1980), *Ed. Min. Gaz. Prom. SSSR*, 122, p., Kiew.
- GOCEV P., KOSTANDINOV V., SAVOV S., ZAGORCEV I. (1974), *Tect. Carp.-Balk. Area*, p. 322—330, Bratislava.
- GOCEV P. (1979), *Rev. Bul. Geol. Soc.*, XL, 1, p. 27—46, Sofia.
- GOCEV P. (1982), *Alp. Str. Elem.*, p. 75—94, Ed. Veda, Bratislava.
- GRABAU A. (1924), *Bull. Geol. Soc. China*, III, 3—4.
- GRASU C. (1970), *Lucr. Staţ. „Stejarul”*, p. 13—25, Iaşi.
- GRASU C. (193), *Muz. St. nat.*, *St. cerc. geol. geogr., biol., Geol.-Geogr.*, 11, p. 59—64, Piatra Neamt.
- GRĂDINARU E. (1974), *Anal. Univ. Buc.*, XXIII, Bucureşti.
- GRĂDINARU E. (1981), *Anal. Univ. Buc.*, XXX, p. 89—109, Bucureşti.
- GRIGORAS N. (1955), *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 99—219, Bucureşti.
- GRIGORAS N. (1961), *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din România*, Editura Tehnică, Bucureşti.
- GRIGORAS N., DĂNEŢ T. (1961), *Şt. cerc. geol.*, VI, 3, p. 541—557, Bucureşti.
- GRIGORAS N., PĂTRUŢ I., POPESCU M. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V*, IV, p. 115—131, Bucureşti.
- GRUBIĆ AL. (1967), *Asoc. Geol. Carp.-Balk., 8th Congr., Guide*, p. 35—38, Beograd.
- GRUBIĆ AL. (edit.) (1980), *26e Congr. Geol. Int., Guide* 15, 97 p., Paris-Beograd.
- GURĂU A. (1970), *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 5, p. 57—71, Bucureşti.
- HAIN V. E., BIZOVA S. L., RUDACOV S. G., SLAVIN V. I. (1968), *Vestn. Mosk. Univ., Geol.*, 5, p. 13—24, Moskva.
- HAIN V. E. (1975), *Am. J. Sci.*, 257-A, p. 131—156.
- HAJDUTOV I., BONCEV E., GOCEV P. (1974), *Tect. Carp.-Balk. Area*, p. 316—322, Bratislava.
- HAMILTON W. (1970), *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 9, Denver.
- HANN H., SZASZ L. (1984), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII, 5, Bucureşti.
- HAUER P., STACHE G. (1863), *Geologie Siebenburgens*, W. Braumler edit. Wien.
- HĂRTOPANU I. (1975), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, 1, p. 217—238, Bucureşti.



- HĂRTOPANU I., BORCOȘ M., BALINTONI I., LUPU M., LAZĂR C., HĂRTO-PANU P. (1982), *Foaița Valea Ierii*, sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- HERZ N., SAVU H. (1974), *Am. Geol., Soc. Bull.*, 85, p. 1429—1440, Denver.
- IANOVICI V., GIUȘCA D. (1961), *Rev. geol. geogr.*, V, 1, p. 95—100, București.
- IANOVICI V., GIUȘCA D., MUTIHAC V., MIRĂUȚĂ O., CHIRIAC M. (1961), *Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V, Guide D.*, ed. *Inst. Geol.*, București.
- IANOVICI V., GIUȘCA D., GHITULESCU T., BORCOȘ M., LUPU M., BLEAHU M., SAVU H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Apuseni*, Edit. Acad. RSR, București.
- IANOVICI V., BORCOȘ M., BLEAHU M., PATRULIUS D., LUPU M., DIMI-TRESCU R., SAVU H. (1976), *Geologia Munților Apuseni*, Edit. Acad. RSR, București.
- ILIE M. (1935), *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVII, 329 p., București.
- ILIE M. (1953), *An. Com. Geol.*, XXVI, p. 265—329, București.
- ILIE M. (1954), *An. Com. Geol.*, XXVII, București.
- ILIE M. (1956), *Alcătuirea geologică a pământului românesc*, Edit. Științ., București.
- ILIE M. (1957), *An. Com. Geol.*, XXX, p. 107—211, București.
- ILIESCU V., MUTIHAC V. (1965), *D. S. Com. Geol.*, LI, 1, București.
- ILIESCU V., KRÄUTNER H. (1975), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, 4, p. 11—25, București.
- ILIESCU V., KRAUTNER H. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 4, p. 15—23, București.
- ILIESCU V., KRÄUTNER H. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 7—15, București.
- ION J. (1975), *14th Eur. Micropal. Coll., Guide*, ed. *Inst. Geol. Geofiz.*, p. 99—105, București.
- ION J. (1976), *Ann. Soc. Géol. Pol.*, XLVIII, 2, p. 263—279, Krakow.
- ION J. (1983), *Mem. Inst. Géol. Geophys.*, XXXI, p. 5—166, București.
- IONESI L. (1968), *Anal. științ. Univ. Al. I. Cuza, II, Geol.-Geogr.*, XIV, p. 189—191, Iași.
- IONESI L. (1971), *Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei*, Edit. Acad. RSR, 200 p., București.
- JORDAN M. (1981), *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXX, p. 115—122, București.
- JIPA D. (1970), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XXXVIII, p. 51—110, București.
- JOJA TH. (1948), *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIX, p. 45—63, București.
- JOJA TH. (1952), *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 95—193, București.
- JOJA TH. (1954), *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, p. 183—202, București.
- JOJA TH. (1955), *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, p. 178—192, București.
- JOJA TH., COSMA V., DUMITRESCU Z. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, III, 1*, p. 221—252, București.
- JOJA TH. (1967), *Bul. IPGG*, XVI, p. 19—25, București.
- JOJA TH., MUTIHAC V., MUREȘAN M. (1968), *23th Int. Geol. Congr., Guide 46*, ed. *Inst. Geol.*, București.
- KAUFMANN F. (1887), *Mat. Carte. géol. Suisse*, 24, 4, Basel.
- KHERKHOVE C. (1970), *Geol. Alp.*, 45, p. 5—204, Grenoble.
- KOBER L. (1931), *Das Alpine Europa, Borntraeger*, 310 p., 33 fig., Berlin.
- KOZUR H., MOCK R. (1973), *Geol. Sborn., Akad. vied.*, XX, 2, p. 365—374, Bratislava.
- KRAUS E. (1951), *Vergleichende Baugeschichte der Gebirge*, 587 p., Berlin.
- KRÄUTNER H. (1968), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Geol., 13, 21 p. 337—355, București.
- KRÄUTNER H., KRATUTNER FL., MUREȘAN M., MUREȘAN G. (1969), *An. Com. Geol.*, XXXVII, p. 179—264, București.
- KRÄUTNER H. (1970), *Miner. Dep.*, Berlin.
- KRÄUTNER H., KRAUTNER FL. (1970), *D. S. Inst. Geol.*, LV, 1, 173—196, București.
- KRÄUTNER H. (1972), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 16, 2, p. 81—90, București.

- KRAUTNER H. (1980). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, p. 229—296, București.
- KRAUTNER H., NĂSTĂSEANU S., BERZA T., STĂNOIU I., IANCU V. (1981), 12th Congr. CBGA, *Guide Al.*, ed. *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- KRÄUTNER TH. (1938), *An. Inst. Géol. Roum.*, XIX, p. 164—286, București.
- KRÄUTNER TH. (1941), *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV, p. 145—156, București.
- KRÄUTNER TH. (1941), *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI, p. 99—105, București.
- KSIAZKIEWICZ M. (1960—63), *Livr. mém. P. Fallot. SGF.* p. 530—562, Paris.
- KSIAZKIEWICZ M. (1977), *Geology of Poland*, Edit. Wydaw., Warszawa.
- LILLENBACH L. (1883), *Mém. SGF.* 1, II, Paris.
- LE PICHON X. (1972), *Struct. cinem. lithos.*, p. 1—65, Ed. Hermann, Paris.
- LE PICHON X., ANGÉLIER J., SIBUET J. C. (1982), *Tectonophys.*, 81, 3—4, p. 239—256, Amsterdam.
- LUGEON M. (1903), *Bull. Lab. géol. géogr., phys. Univ. Laus.*, 4, Lausanne.
- LUPU M. (1966), *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, 7th Congr., I, p. 273—281, Sofia.
- LUPU M. (1972), *Teză Univ.* București.
- LUPU M. (1974), *Tect. Carp.-Balk. Area*, p. 234—239, Bratislava.
- LUPU M. (1975), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 19, p. 95—104, București.
- LUPU M. (1976), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 20, 1, p. 21—25, București.
- LUPU M., KRAUTNER H., TICLEANU N., BOSTINESCU S., BANDRABUR T., KRAUTNER FL., HORVATH A., NICOLAE I. (1983), *Foia Deva*, sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- MACOVEI G. (1912), *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București.
- MACOVEI G. (1927), *Assoc. av. Géol. Carp.*, 2e réun., *Guide exc.*, București.
- MACOVEI G. (1947), *Acad. Rom.*, *Mém. Sect. Sci.*, (3), XXII, 2, p. 55—83, București.
- MAHEL M., BUDAY T. (edit.) (1968), *The West Carpathians*, 722 p., 100 fig., Praha.
- MAHEL M. (edit.) (1974), *Tect. Carp.-Balk. Area*, 453 p., Bratislava.
- MAHEL M. (1981), *Geol. Sborn.-Geol. Carpath.*, 32, 3, p. 293—305, Bratislava.
- MAHEL M. (1983), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 131—139, București.
- MAIER O. (1974), *St. tehn. econ.*, 1-5, 173 p., București.
- MAIER O., SOLOMON I., ZIMMERMANN P., ZIMMERMANN V. (1975), *An. Inst. Geol. Geofiz.* XLIII, p. 65—189, București.
- MANOLESCU G. (1937), *An. Inst. Géol. Roum.*, XVIII, p. 79—173, București.
- MANTEA G. (1969), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Géol., 14, 2, p. 511—522, București.
- MANTEA G. (1981), *Teză de doctorat*, Univ., Iași.
- MARINESCU FL., HORVATH A., POPESCU G., PAPAIANOPOL I., CIMPEANU A. (1982), *Foia Tusa*, sc. 1 : 50.000, ed. *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- MICU M. (1976a), *Foia Piatra Neamț*, sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- MICU M. (1976b), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5, p. 72—89, București.
- MICU M. (1982), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 5, p. 51—64, București.
- MIRĂUȚĂ O. (1962), *D. S. Com. Geol.*, XLVIII, p. 47—55, București.
- MIRĂUȚĂ O. (1962), *D. S. Com. Geol.*, XLIV, București.
- MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. (1964), *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 343—380, București.
- MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. (1965), *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, 7th Congr., II, Sofia.
- MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. (1965a), *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, 7th Congr., I, p. 21—25, Sofia.
- MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. (1965b), *D. S. Com. Geol.*, LI, p. 281—288, București.
- MIRĂUȚĂ O. (1966a), *D. S. Com. Geol.*, LII, 1, p. 275—289, București.
- MIRĂUȚĂ O. (1966b), *D. S. Com. Geol.*, LII, 2, p. 115—134, București.
- MIRĂUȚĂ O. (1966c), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 10, 2, p. 215—263, București.
- MIRĂUȚĂ O., MUTIHAÇ V., BANDRABUR T. (1968), *Harta Măcin*, sc. 1:200.000, *Inst. Geol.*, București.
- MIRĂUȚĂ O. (1969), *An. Inst. Geol.*, XXXVII, p. 7—36, București.
- MIRĂUȚĂ E. (1971), *Mém. Inst. Geol.*, G XIV, p. 7—34, București.
- MIRĂUȚĂ E. (1974), *Geol. Paleont.*, 8, p. 149—158, București.

- MINZATU S., LEMNE M., VĂJDEA E., TĂNĂSESCU A., IONCICĂ M., TIEPAC I. (1975), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, 5, p. 85—111, București.
- MORELLI C., CORNEA I., LAZĂRESCU V. (1976), *Procc. 14th Sess. Eur. Seism. Comm.*, Trieste.
- MOTAS I. (1956), *D. S. Com. Geol.*, XL, p. 84—98, București.
- MOTAȘ C. (1967), *Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, 8e Congr., 1, p. 163—166, Beograd.
- MRAZEC L. (1903), *C. R. Congr. Int. Geol.*, 9e sess, Vienne.
- MRAZEC L. (1910), *Les gisements de petrol*, București.
- MRAZEC L., PASCU R. (1912), *D. S. Inst. Geol. Roum.*, III, București.
- MRAZEC L., POPESCU-VOITEȘTI I. (1914), *An. Inst. Geol. Rom.*, V, p. 495—527, București.
- MRAZEC L. (1927), *C. R. Inst. Géol. Roum.*, VI, p. 226—270, București.
- MRAZEC L., JEKELIUS E. (1927), *Assoc. av. Géol. Carp.*, 2e réun., *Guide exc.*, București.
- MRAZEC L. (1931), *Zvlást. Otisk. Sborn. Stat. Geol. Ceskosl.*, X, Praha.
- MURATOV M. V. (1935), *Sov. Gheol.*, 48, Moskva.
- MURATOV M. V. (1964), *Tect. Eur.*, Ed. Nauka i Nedra, p. 224—236, Moskva.
- MURATOV M. V. (1973), *Gheol. Krimsk. Polost. Nedra*, 198 p., Moskva.
- MURATOV M. V., TSEISLER V. M. (1982), *Tect. Eur. Adj. Areas, Nedra*, Moskva.
- MUREȘAN M. (1967), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Geol., 12, 1, București.
- MUREȘAN M. (1968), *Bul. Geol. Min. Miner.*, 4, p. 15—18, București.
- MUREȘAN M. (1970), *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 4, p. 5—17, București.
- MUREȘAN M. (1971), *D. S. Inst. Geol.*, LVII, 5, p. 127—154, București.
- MUREȘAN M. (1975), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, 5, p. 113—133, București.
- MUREȘAN M. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 5, p. 77—94, București.
- MUREȘAN M. (1983), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 159—168, București.
- MURGEANU G. (1934), *Ann. Inst. Geol. Roum.*, XVI, p. 281—326, București.
- MURGEANU G., FILIPESCU M. G. (1937), *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXI, București.
- MURGEANU G., PATRULIUS D. (1937), *Bul. Științ. (Geol.-Geogr.)*, II, 1, p. 5—21, București.
- MURGEANU G., PATRULIUS D. (1960), *Anal. Publ. Inst. Hung.*, XLIX, 1, Budapest.
- MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTEȘCU L., JIPA D., MIHĂILESCU N., PANIN N. (1963), *Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, Congr. V, III, 2, p. 31—58, București.
- MURGOCI-MUNTEANU G. (1905), *C. R. Acad. Sci.*, VII, 31, Paris.
- MURGOCI-MUNTEANU G. (1910), *C. R. Congr. Geol. Int.*, XI sess., Stockholm.
- MURGOCI-MUNTEANU G. (1911), *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 2, p. 307—494, București.
- MUTIHAÇ V. (1956), *D. S. Com. Geol.*, XL, p. 20—28, București.
- MUTIHAÇ V. (1964), *An. Com. Geol.*, XXXIV, 1, p. 215—263, București.
- MUTIHAÇ V., BRATU E. (1965), *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, 7th Congr., II, 2, Sofia.
- MUTIHAÇ V. (1968), *Structura geologică a compartimentului nordic al sinclinalului marginal extern*, Edit. Acad. RSR, București.
- MUTIHAÇ V., DRAGASTAN O., LĂCĂTUȘU A. (1972), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Geol., 17, 1, p. 151—159, București.
- MUTIHAÇ V., IONESI L. (1974), *Geologia României*, Editura Tehnică, București.
- NACEV I. (1977), *Bulg. Acad. Sci. Pal. Strat. Lithol.*, 7, p. 45—58, Sofia.
- NĂSTĂSEANU S. (1964), *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 291—342, București.
- NĂSTĂSEANU S. (1967), *D. S. Inst. Geol.*, LIII, 1, p. 401—412, București.
- NĂSTĂSEANU S. (1973), *D. S. Inst. Geol.*, LIX, p. 71—84, București.
- NĂSTĂSEANU S. (1975), *Bull. SGF*, (7), 3, p. 359—368, Paris.
- NĂSTĂSEANU S. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 5, p. 89—106, București.
- NĂSTĂSEANU S., MORARIU D., VISARION A. (1978), *Rev. roum. géol., géophys. géogr.*, Geol., 22, p. 53—60, București.
- NĂSTĂSEANU S. (1979), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, Géol., 23, 2, p. 159—166, București.
- NĂSTĂSEANU S. (1980), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV, p. 153—280, București.
- NĂSTĂSEANU S. (1980), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV, p. 109—127, București.



- NĂSTĂSEANU S., BERCIA I., IANCU V., VLAD S., HĂRTOPANU I. (1981), *Assoc. Geol. Carp.-Balk, 12th Congr., Guide B2, ed. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- NĂSTĂSEANU S., MAXIMOVICI B. (1981), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, București.
- NEAGU T. (1970), *Mém. Inst. Geol.*, XII, București.
- NEDELCU L. (1980), *Șt. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Geol., 27, p. 69—81, București.
- NEDELCU L., ANTON L. (1984), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII, 5, București.
- OLTEANU FL. (1958), *An. Com. Geol.*, XXXI, p. 377—419, București.
- OLTEANU FL. (1975), *Bul. IPGGH*, p. 81—99, București.
- PAPIU C. V., ALEXANDRESCU GR., IOSOF V., POPESCU FL., BRATOSIN I., NEACȘU V. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII, 1, p. 159—238, București.
- PARASCHIV D. (1975), *St. tehn. econ., Inst. Geol. Geofiz.*, A-10, p. 2—363, București.
- PARASCHIV D. (1978), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Geol., 23, 2, p. 291—298, București.
- PARASCHIV D., PARASCHIV C. (1978), *St. cerc. geol. geofiz. geogr.*, Geol., 23, 1, p. 49—58, București.
- PARASCHIV D. (1979), *St. tehn. econ.*, A-13, 304 p., București.
- PARASCHIV D. (1979), *Mine, petrol și gaze*, 30, 6, p. 298—305, București.
- PARASCHIV D. (1983), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 177—188, București.
- PARASCHIV D., PARASCHIV C., ANDREI C., POPESCU M., DĂNEȚ N. (1983), *An. Inst. geol. geofiz.*, LIX, p. 19—27, București.
- PATRULIUS D. (1956), *D. S. Com. Geol.*, XL, p. 68—84, București.
- PATRULIUS D., POPA E., POPESCU I. (1966), *An. Com. Geol.*, XXXV, p. 397—444, București.
- PATRULIUS D., BLEAHU M. (1967), *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied.*, XVIII, 2, Bratislava.
- PATRULIUS D., ȘTEFĂNESCU M., POPA E., POPESCU I. (1968), *Int. Geol. Congr. XXIII, Prague, Inst. Geol.*, București.
- PATRULIUS D. (1969), *Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dimbovicioara. Edit. Acad. RSR*, București.
- PATRULIUS D. (1971), *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 5, București.
- PATRULIUS D., BLEAHU M., POPESCU I., BORDEA S. (1971), *2nd Trias. Coll. Carp.-Balk. Assoc. Inst. Geol.*, 8, 85 p., 5 fig., București.
- PATRULIUS D., IORDAN M. (1974), *D. S. Inst. Geol. geofiz.*, LX/4, p. 3—18, București.
- PATRULIUS D. (1976), *Rev. roum. géol., géophys., géogr.*, Géol., 20, 1, p. 49—57, București.
- PATRULIUS D., NEAGU T., AVRAM E., POP GR. (1976), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 71—125, București.
- PAUCA M. (1941), *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 119—174, București.
- PĂTRUȚ I. (1955), *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 5—98, București.
- PĂTRUȚ I., MOLNAR M., GRIGORESCU A., RĂDESCU M., CRISTODULO TH. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V. IV*, p. 213—217, București.
- PĂTRUȚ I., PARASCHIV D., MOLNAR M. (1965), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 8th Congr.*, I, p. 323—328, Sofia.
- PĂTRUȚ I. (1982), *Univ. „Al. I. Cuza”, lucr. ses. științ. „Gr. Cobălcescu”, p. 181—190, Iași.*
- PĂTRUȚ I., PARASCHIV C., DĂNEȚ T., BALTEȘ N., DĂNEȚ N., MOTĂȘ I. (1983), *An. Inst. geol. geofiz.*, LIX, p. 55—62, București.
- PLÖCHINGER B. (1976), *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 151, 3, p. 304—324, Stuttgart.
- POP GR. (1968), *St. cerc. geol.*, 13, 1, p. 189—200, București.
- POP GR. (1967), *Assoc. Géol. Carp.-Balk., Ville Congr.*, I, p. 495—502, Belgrad.
- POP GR., NEAGU TH., SZASZ L. (1972), *D. S. Inst. geol.*, LVII, 4, p. 95—118, București.
- POP GR. (1973), *Depozitele mezozoice din Munții Vilcan. Edit. Acad. RSR*, București.
- POPESCU B., LUPU M., SZASZ L., HANN H., GHEUCA I., DUMITRICĂ P., POPESCU GH. (1978), *Harta geologică a R.S.R., sc. 1:50.000, Foaia Olănești. Edit. IGG*, București.

- POPESCU GR. (1952), *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, p. 43—125, București.
- POPESCU GR. (1958), *Șt. cerc. geol.*, III, 3—4, p. 159—199, București.
- POPESCU GR., PATRULIUS D. (1964), *An. Com. Geol.*, XXXIV, II, p. 73—130, București.
- POPESCU GR., PATRULIUS D. (1968), *D. S. Com. Geol.*, LIV, 1, p. 313—340, București.
- POPESCU M., PATRUȚ I., PARASCHIV D., MOLNAR M. (1965), *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, 8th Congr., I, p. 333—337, Sofia.
- POPESCU-VOITEȘTI I. (1921), *An. Min. Roum.*, IV, București.
- POPESCU-VOITEȘTI I. (1929), *Rev. Muz. Geol. Miner.*, III, 1, Cluj.
- POPESCU-VOITEȘTI I. (1935), *Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc*, Cluj.
- POZARYSKI W. (1973), *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 60, p. 11—19, Warszawa.
- POZARYSKI W. (1975), *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 82, p. 3—14, Warszawa.
- POZARYSKI W., ZYTKO K. (1980), *Bull. Acad. Pol. Sci., ser. Sci. terre*, XXVIII, 4, p. 303—316, Warszawa.
- PREDA D. M. (1927), *D. S. Inst. Geol. Rom.*, X, p. 17—23, București.
- PREDA D. M. (1939), *Bull. Soc. roum. géol.*, IV, p. 5—29, București.
- PREDA D. M. (1940), *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXIV, p. 68—77, București.
- PREDA D. M. (1963), *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V*, p. 237—248, București.
- RĂDULESCU D., SÂNDULESCU M. (1973), *Tectonophysics*, 16, p. 155—161, Amsterdam.
- RĂDULESCU D., SÂNDULESCU M. (1975), *Nature*, 257, sept. 4, p. 69.
- RĂDULESCU D., CORNEA I., SÂNDULESCU M., CONSTANTINESCU P., RĂDULESCU FL., POMPILIAN A. (1976), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 5—36, București.
- RĂDULESCU D., DIMITRESCU R. (1982), *Petrologia endogenă a teritoriului R.S.R.* Edit. Univ. Buc., București.
- RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C. (1964), *An. Com. Geol.*, XXXIV, 2, p. 5—72, București.
- ROMAN C. (1970), *Nature*, 228, p. 1176.
- ROZLOZSNIK P. (1915), *Jb. K. ung. geol. An. f. 1914*, p. 326—332, București.
- ROZLOZSNIK P. (1936), *Ung. Akad. Wiss., Math. Naturw.*, A, LV, Budapest.
- RUSO-SÂNDULESCU D., BERZA T. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/5, p. 141—148, București.
- RUSO-SÂNDULESCU D., BERZA T., BRATOSIN I., IANC. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/1, p. 105—172, București.
- RUSO-SÂNDULESCU D., UDRESCU C., MEDEȘAN A. (1981), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/1, București.
- RUSU A., BALINTONI I., BOMBIȚĂ G., POPESCU GH. (1983), *Harta geologică a R.S.R.*, sc. 1 : 50.000, Foaia Preluca. Edit. IGG, București.
- SAVU H. (1962), *D. S. Com. Geol.*, XLIV, p. 11—36, București.
- SAVU H. (1970), *D. S. Inst. Geol.*, LVI/5, p. 123—153, București.
- SAVU H. (1975), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVI, p. 219—239, București.
- SAVU H., MAIER O., BERCIA I., HĂRTOPANU I. (1978), *Rev. roum. géol. géophys., géogr., Géol.*, 22, p. 19—29, București.
- SAVU H., MAIER O., BERCIA I., BERZA T. (1978), *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 22, p. 20—29, București.
- SAVU H. (1980), *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, p. 55—75, București.
- SAVU H., UDRESCU C., NEACȘU V. (1980), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV, 1, București.
- SAVU H., LUPU M., AVRAM E. (1981), *Harta Săvișin*, sc. 1 : 50.000. *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- SAVU H., BRATOSIN I., NEACȘU V. (1981), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/1, București.
- SAVU H., UDRESCU C., CĂLINESCU E. (1982), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII, 1, p. 175—212, București.
- SAVU GH. M. (1979), *Bul. tehn. științ.*, IX, 1, IPGGH, București.

- SÂNDULESCU J. (1967), *Assoc. Géol. Carp.-Balc., VIIIe Congr., I*, p. 337—344, Beograd.
- SÂNDULESCU J. (1972), *Mem. Inst. Geol., XVII*, 52 p., 16 pl., București.
- SÂNDULESCU M., SÂNDULESCU J., KUSKO M. (1962), *D. S. Com. Geol., XLVIII*, p. 121—140, București.
- SÂNDULESCU M. (1964 a), *D. S. Com. Geol., L*, 2, p. 371—382, București.
- SÂNDULESCU M. (1964 b), *An. Com. Geol., XXXIV*, 2, p. 381—432, București.
- SÂNDULESCU M., SÂNDULESCU J. (1964), *D. S. Com. Geol., L*, 2, București.
- SÂNDULESCU M. (1965), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 8th Congr., I*, p. 345—349, Sofia.
- SÂNDULESCU M., SÂNDULESCU J. (1965), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 7th Congr., I*, p. 351—356, Sofia.
- SÂNDULESCU M. (1967 a), *D. S. Com. Geol., LII*, 2, p. 177—208, București.
- SÂNDULESCU M. (1967 b), *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIIIe Congr., I*, p. 179—185, Belgrade.
- SÂNDULESCU M., POPESCU I. (1968), *Harta geologică a formațiunilor antevraconiene*, sc. 1 : 1000000. *Inst. Geol.*, București.
- SÂNDULESCU M. (1968), *D. S. Inst. Geol., LIII*, 3, p. 221—244, București.
- SÂNDULESCU M. (1969), *D. S. Inst. Geol., LIV*, 3, p. 227—263, București.
- SÂNDULESCU M., POPESCU I. (1969), *Harta geologică a formațiunilor prevraconiene*, sc. 1 : 1000000. *Edit. Inst. Geol.*, București.
- SÂNDULESCU M. (1970), *Symp. Orog. Faz. Alp. Eur.*, p. 85—94, Beograd.
- SÂNDULESCU M. (1972), *D. S. Inst. Geol., LVIII*, 5, p. 125—150, București.
- SÂNDULESCU M. (1973), *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 17, 1, p. 145—156, București.
- SÂNDULESCU M. (1973), *D. S. Inst. Geol., LIX*, 5, p. 51—92, București.
- SÂNDULESCU M. (1974), *D. S. Inst. Geol., LX*, 5, p. 119—142, București.
- SÂNDULESCU M., BERCIA I. (1974), *In : Tect. Carp.-Balk. Area*, Bratislava.
- SÂNDULESCU M. (1974), *In : Tect. Carp.-Balk. Area*, Bratislava.
- SÂNDULESCU M. (1975 a), *An. Inst. geol. geofiz., XLV*, 200 p., București.
- SÂNDULESCU M. (1975 b), *BSGF (7)*, XVII, 3, p. 299—258, Paris.
- SÂNDULESCU M. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXII*, 5, București.
- SÂNDULESCU M. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXII*, 5, p. 149—176, București.
- SÂNDULESCU M., TOMESCU C. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXIV*, 5, p. 141—151, București.
- SÂNDULESCU M., VISARION M. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXIV*, 5, p. 153—173, București.
- SÂNDULESCU M., MUREȘAN M., MUREȘAN G. (1979), *Harta Tulgheș*, sc. 1 : 50000. *Edit. Inst. geol. geofiz.*, București.
- SÂNDULESCU M. (1980 a), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXV*, 5, București.
- SÂNDULESCU M. (1980 b), *An. Inst. Geol. Geofiz., LVI*, p. 5—54, București.
- SÂNDULESCU M., MICU M., POPESCU B. (1980), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., XI Congr., Tektonika*, p. 184—197, Kiev.
- SÂNDULESCU M., RUSSO-SÂNDULESCU D. (1981), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXVI*, 5, p. 103—114, București.
- SÂNDULESCU M. (1981), *D. S. Inst. Geol. Geol. Geofiz., LXVI*, 5, p. 91—101, București.
- SÂNDULESCU M., ȘTEFĂNESCU M., BUTAC A., PĂTRUȚ I., ZAHARESCU P. (1981 a), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr., Guidebook A5*, București.
- SÂNDULESCU M., KRÄUTNER H., BALINTONI I., RUSSO-SÂNDULESCU D., MICU M. (1981 b), *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr., Guidebook B1*, București.
- SÂNDULESCU M., NEAGU TH., ANTONESCU E. (1982), *D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXVII*, 4, p. 79—96, București.
- SÂNDULESCU M. (1983), *An. Inst. Geol. Geofiz., LX*, p. 199—208, București.
- SCHEIDEGER A. (1982), *Principles of Geodynamics*, 395 p., Springer Ver. Berlin.
- SEGHEDI A. (1980), *An. Inst. Geol. Geofiz., LVII*, p. 469—477, București.
- SOCOLESCU M., POPOVICI D., VISARION M. (1963), *St. cerc. geofiz., I*, 1, p. 35—49.



- SOLOMON I., VISARION A., IORDAN M. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5, p. 195—217, București.
- SOLOMON I., MOTOI G., MOTOI AL., MARGARIT M., MARGARIT G. (1984), *D. S. Inst. Geol.-Geofiz.*, LXVIII, 5, București.
- STAN N. (1977), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LII, p. 5—98, București.
- STĂNOIU I. (1972), *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, p. 57—71, București.
- STĂNOIU I. (1973), *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 5, București.
- STĂNOIU I. (1981), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII, 5, p. 112—198, București.
- STĂNOIU I. (1982), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII, 5, p. 167—183, București.
- STILLA A. (1979), *Teză de doctorat, Univ. Iași*.
- STILLE H. (1924), *Grundfragen der Vergleichende Tektonik*, Boertraeger, Berlin.
- STILLE H. (1940), *Einführung in der Bau Americas*, Borthtraeger, Berlin.
- STILLE H. (1951), *Z. deutch. geol. Ges.*, 100 Hanover.
- STILLE H. (1953), *Beth. Geol. Jb.*, 8, Hannover.
- STRECKEISEN A. (1934), *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, p. 327—417, Bucuresti.
- STRECKEISEN A., HUNZIKER I. C. (1974), *Schweiz. Miner. Ptr. Mitt.*, 54, 1, p. 59—77.
- STRUTINSKI C., PAICA M., BUCUR I. (1983), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 221—230.
- SUESS E. (1902), *La face de la Terre*. 4 vol., *Libr. A. Colin*, Paris.
- SZASZ L. (1974), *D. S. Inst. Geol.*, LX, 5, p. 143—146, București.
- SZASZ L., MIRĂUȚĂ E., GHENEA C., GHENEA A. (1982), *Harta Babadag*, sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- ȘTEFĂNESCU M. (1967), *Assoc. Géol. Carp.-Balk. 8e Cong., Geotect.*, 1, p. 187—192, Belgrade.
- ȘTEFĂNESCU M. (1969), *D. S. Inst. Geol.*, LIV, 2, București.
- ȘTEFĂNESCU M. (1976), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5, p. 257—259, București.
- ȘTEFĂNESCU M. (1978), *Teză de doctorat, Univ.*, București.
- ȘTEFĂNESCU M., GHEȚA N., DICEA M. (1979), *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géol.*, 231, p. 89—94, București.
- ȘTEFĂNESCU M., MICU M., MĂRUNȚEANU M. (1980), *Harta Slănic*, sc. 1 : 50.000, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- ȘTEFĂNESCU M., MĂRUNȚEANU M. (1980), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV, 4, p. 169—182.
- ȘTEFĂNESCU M., ȘTEFĂNESCU M. (1981), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 5, p. 123—145.
- TALOS D., VISARION M., CORNEA I. (1968), *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géophys.*, 12, 21, București.
- TAPPONIER P. (1977), *Bull. SGF.* (7), XIX, 3, p. 437—460, Paris.
- TĂNĂSESCU FL., PITULEA G. (1964), *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 2, p. 89—91, București.
- TERCIER J. (1948), *Ecl. Geol. Helv.*, 30, 2, Bâle.
- TERMIER P. (1927), *C. R. Acad. Sci.* 185, Paris.
- TOLLMANN A. (1965), *N. Jb. Geol. Pal. Min.*, 4, p. 234—248, Wien.
- TOLLMANN A. (1969), *Geologie*, 10, Berlin.
- TOLLMANN A. (1978), *Mitt. Geol. Ges.*, p. 121—351, Wien.
- TOMESCU C., SANDULESCU M. (1978), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 4, p. 193—198, București.
- TRÚMPY R. (1975), *Am. J. Sci.*, 257 A, p. 193—198.
- TRÚMPY R. (1983), *Mount. Build. Proc.*, Edit. Acad. Press, p. 149—156, London.
- TURCULEȚ I. (1971), *Șt. tehn. econ., Inst. Geol.*, J-10, București.
- TURCULEȚ I. (1971), *Șt. der Karpathen*, 911 p. 139 fig., Wien-Leipzig.
- UHLIG V. (1903), *Bau und Bild der Karpathen*, p. 871—982, Wien.
- UHLIG V. (1907), *Sitzungsber. k. Akad. Wiss. XCVI*, p. 3—25, Warszawa-Kreakow.
- UNRUG R. (1980), *Ann. Soc. Géol.-Pol.*, 50, 1, p. 3—4, p. 133—159, Amsterdam.
- UYEDA S. (1982), *Tectotonophys.*, 81, 3—4, p. 133—159, Amsterdam.
- VIALOV O. S., DANIȘ V. V., KULCIȚKY V. (red.) (1977), *Karp.-Balk-Geol. Assoc., 11 Kongr., Guide*, Kiev.
- VINOGRADOV C., COSTEA I., COMȘA D. (1978), *Șt. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 23, 1, p. 65—72, București.

- VINOGRADOV C. (1983), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 127—142, București.
- VISARION M. (1960), *Șt. cerc. geofiz.*, 2, 1, București.
- VISARION M., ALI MEHMET E., TALOȘ M. (1969), *Șt. cerc. geol. geofiz. geogr.*, *Geofiz.*, 7, 2, p. 3—13, București.
- VISARION M., SÂNDULESCU M. (1979), *Șt. cerc. geol. geofiz. geogr.*, *Geofiz.*, 17, 2, p. 191—201, București.
- VISARION M., MAIER O., NEDELCU I. C., ALEXANDRESCU R. (1979), *Șt. cerc. geol. geofiz. geogr.*, *Geofiz.*, 17, 1, p. 95—113, București.
- VLAD Ș. (1978), *Șt. cerc. geol. geofiz. geogr.*, *Geol.*, 23, 2, p. 249—258, București.
- VODĂ AL., VODĂ D. (1982), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 5, p. 147—156, București.
- VODĂ AL. (1982), *Teză de doctorat, Univ. București.*
- WDOWIARZ S. (1963), *Ann. Soc. Geol. Belg.*, Bull. 8, 85, p. 439—471, Bruxelles.
- WDOWIARZ S. (1983), *Przegl. Geol.*, XXXI, 1, p. 15—21, Warszawa.
- WEIN GY. (1978), *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, p. 245—256, Budapest.
- WILSON T. (1969), *Tectonophys.*, 7, 5—6, p. 600—603, Amsterdam.
- ZINCENCO D. (1971), *Șt. cerc. geol. geofiz. geogr.*, *Geol.*, 16, 2, p. 387—396, București.
- ZINCENCO D., SOROIU M., RĂDUȚ M., VĂILEANU I. (1982), *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, *Geol.*, 26, p. 11—27, București.
- ZNOSKO J. (1964), *Z. deutsch. geol. Ges.*, 114, 3, p. 550—569, Berlin.
- ZNOSKO J. (1974), *Inst. Geol.*, *Byul.* 274, Warszawa.



M. SÂNDULESCU  
**HARTA  
 TECTONO-STRUCTURALĂ  
 A  
 ROMÂNIEI**

0 10 20 30km

**LEGENDA  
 OROGENUL CARPATIC**

**DACIDE INTERNE**

- Sistemul pinzelor de Biharia, a-zona Bucium, b-pinza de Vidolm
- Sistemul pinzelor de Codru
- Unitatea de Bihor

**TRANSILVANIDE**

- Metaliferii simici
- Pinzele de Groși, Crisul Alb, Curechiu-Stârjița, Fenes
- Pinzele de Techereu-Drocea, Trascau și Fuloia s.str.
- Pinzele de Bozeș, Căbești și Bejani

**Pinzele transilvane**

- Pinzele de Perșani, Hăghimaș, Olt, Rarău etc.

**VARDARIDE**

- Zona Vardar și paleosphaenocasmul sud-panonic

**PIENIDE**

- Zona klipelor piene
- Pinza Botizei
- Pinza de Petrova (Măgura)
- Pinza wildflyschului

**DACIDE MEDIANE**

- Pinza bucovinică
- Pinza sub-bucovinică, pinzele supragetice, masivul serbo-macedonian
- Pinzele infrabucovinică, pinza getică

**DACIDE EXTERNE**

- Pinza Fișului Negru și pinza de Baraolt
- Pinza de Ceahlău și pinza de Severin
- Pinza de Bobu

**DACIDE MARGINALE**

- Danubian și Baicanide externe

**MOLDAVIDE**

- Pinza Fișului Curbicordical
- Pinza de Macia
- Pinza de Audia
- Pinza de Tarcău
- Pinza cutelor marginale, a-petec de rabotaj
- Pinza subcarpatică

**ELEMENTE POST-TECTOGENETICE**

- Avanfosa
- Depresiuni molasice
- Cuverturi post-TECTOGENETICE
- Magmatite subsecvente alpine, a-neocretacic-paleogene, b-neogene

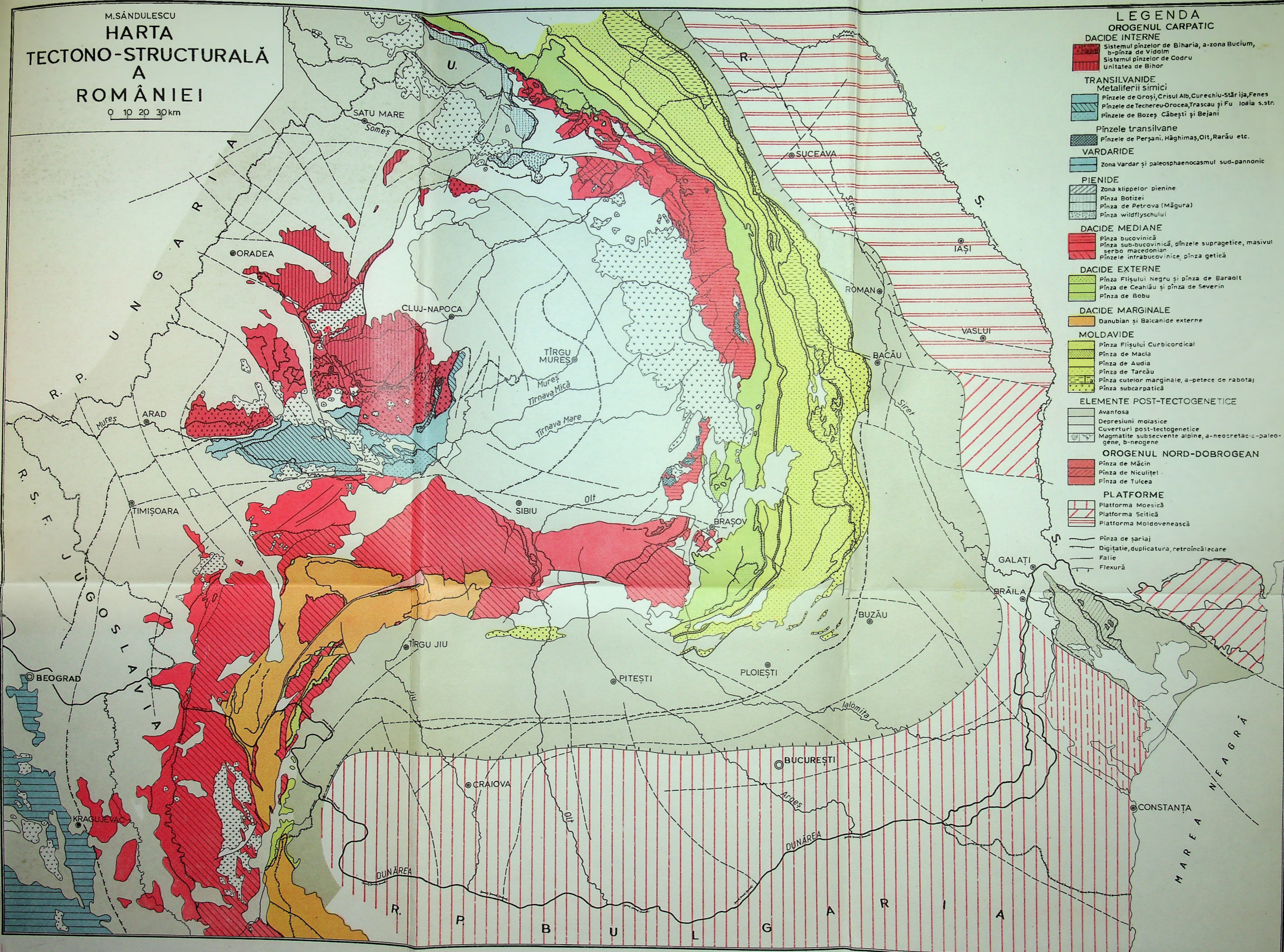
**OROGENUL NORD-DOBROGEAN**

- Pinza de Măcin
- Pinza de Niculițel
- Pinza de Tulcea

**PLATFORME**

- Platforma Moesică
- Platforma Scitică
- Platforma Moldovenească

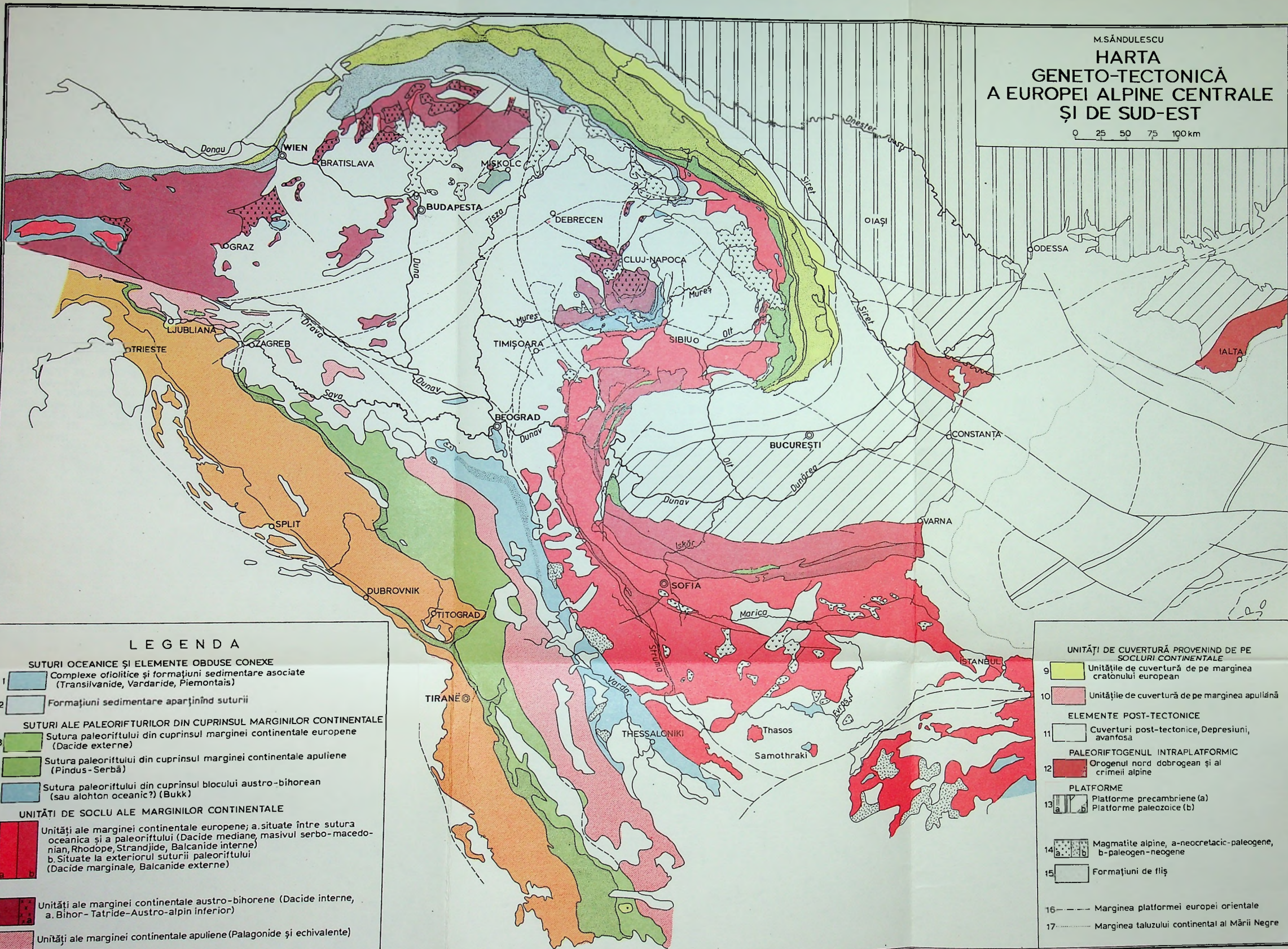
- Pinza de șaraj
- Digitație, duplicatura, retroînălțare
- Falie
- Flexură





M.SÂNDULESCU  
**HARTA  
 GENETO-TECTONICĂ  
 A EUROPEI ALPINE CENTRALE  
 ȘI DE SUD-EST**

0 25 50 75 100 km



**LEGENDA**

**SUTURI OCEANICE ȘI ELEMENTE OBDUSE CONEXE**

- 1 Complexe ofiolitice și formațiuni sedimentare asociate (Transilvanide, Vardaride, Piemontais)
- 2 Formațiuni sedimentare aparținând suturii

**SUTURI ALE PALEORIFTURILOR DIN CUPRINSUL MARGINILOR CONTINENTALE**

- 3 Sutura paleoriftului din cuprinsul marginii continentale europene (Dacide externe)
- 4 Sutura paleoriftului din cuprinsul marginii continentale apuliene (Pindus-Serbă)
- 5 Sutura paleoriftului din cuprinsul blocului austro-bihorean (sau alohton oceanic?) (Bukk)

**UNITĂȚI DE SOCLU ALE MARGINILOR CONTINENTALE**

- 6 Unități ale marginii continentale europene; a. situate între sutura oceanică și a paleoriftului (Dacide mediane, masivul serbo-macedonian, Rhodope, Strandjide, Balcanide interne) b. Situate la exteriorul suturii paleoriftului (Dacide marginale, Balcanide externe)
- 7 Unități ale marginii continentale austro-bihorene (Dacide interne, a. Bihor - Tatride - Austro-alpin inferior)
- 8 Unități ale marginii continentale apuliene (Palagonide și echivalente)

**UNITĂȚI DE CUVERTURĂ PROVENIND DE PE SOCLURI CONTINENTALE**

- 9 Unitățile de acoperire de pe marginea cratonicului european
- 10 Unitățile de acoperire de pe marginea apuliană

**ELEMENTE POST-TECTONICE**

- 11 Cuverturi post-TECTONICE, Depresiuni, avansate

**PALEORIFTOGENUL INTRAPLATFORMIC**

- 12 Orogenul nord-dobrogean și al crimei alpine

**PLATFORME**

- 13 Platforme precambriene (a)
- 13 Platforme paleozoice (b)

- 14 Magmatite alpine, a-neocretacic-paleogene, b-paleogen-neogene

- 15 Formațiuni de flis

- 16 Marginea platformei europene orientale

- 17 Marginea taluzului continental al Mării Negre