

CUPRINS

Prefață	7
Capitol introductiv	15
Partea I	
UNITĂȚI PRECARPATICE	19
1. Unități Eoproterozoice	21
1.1. <i>Platforma Moldovenească</i>	21
1.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri	24
Soclul	24
Cuvertura	29
1.1.2. Evoluție și tectogeneză	51
1.2. <i>Platforma Sud-Dobrogeană</i>	54
1.2.1. Stratigrafie și litofaciesuri	55
Soclul	55
Cuvertura	59
1.2.2. Evoluție și tectogeneză	82
2. Unități cadomiene	84
2.1. <i>Masivul Central-Dobrogean și prelungirile adiacente</i> <i>afundate</i>	84
2.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri	85
Soclul	85
Cuvertura	88
2.1.2. Evoluție și tectogeneză	95
2.2. <i>Platforma Valahă</i>	97
2.2.1. Stratigrafie și litofaciesuri	98
Soclul	99
Cuvertura	99
2.2.2. Evoluție și tectogeneză	120
3. Unități hercinic-chimerice	126
<i>Structogenul Nord-Dobrogean</i>	126
3.1. <i>Unitatea Măcin</i>	129
3.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri	129
Elementele de soclu	129
Formațiunile proprii Unității Măcin	130
3.1.2. Evoluție și tectogeneză	136

3.2. <i>Unitatea Niculițel</i>	141
3.2.1. Stratigrafie și litofaciesuri	141
3.2.2. Evoluție și tectogeneză	144
3.3. <i>Unitatea Tulcea</i>	145
3.3.1. Stratigrafie și litofaciesuri	146
3.3.2. Evoluție și tectogeneză	157
3.4. <i>Zona Cârjelari-Camena</i>	159
4. Cuverturi postchimerice	161
4.1. <i>Depresiunea Predobrogeană</i>	161
4.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri	161
4.2. <i>Bazinul Babadag</i>	167
4.2.1. Stratigrafie și litofaciesuri	167
5. Platforma continentală a Mării Negre	171
5.1. <i>Stratigrafie și litofaciesuri</i>	174
5.1.1. Fundamentul preeuxinic	174
5.1.2. Învelișul sedimentar euxinic	175
5.2. <i>Evoluție și tectogeneză</i>	178
6. Evoluția și tectogeneza domeniului precarpatic central est-european	182
Bibliografie	190
Partea a II-a	
UNITĂȚI CARPATICE	195
7. Carpații Orientali	200
7.1. <i>Zona cristalino-mezozoică</i>	202
7.1.1. Unitatea central-est-carpatică	205
Stratigrafie și litofaciesuri	205
Evoluție și tectogeneză	230
7.1.2. Unitatea Leaota-Bucegi-Piatra Mare	243
Stratigrafie și litofaciesuri	244
Evoluție și tectogeneză	252
7.1.3. Învelișul sedimentar postparoxismal	254
7.2. <i>Zona flișului carpatic</i>	259
7.2.1. Stratigrafie și litofaciesuri	260
a. Flișul intern	260
b. Flișul median	268
c. Flișul extern	272
7.2.2. Evoluție și structogeneză	289
7.3. <i>Zona de molasă</i>	301

7.3.1. Stratigrafie și litofaciesuri	302
7.3.2. Evoluție și tectogeneză	318
7.4. <i>Zona transcarpatică</i>	322
7.4.1. Stratigrafie și litofaciesuri	323
Cuvertura postaustrică	324
Unitatea klippelor și a flișului transcarpatic	328
7.4.2. Evoluție și tectogeneză	333
Pânzele flișului transcarpatic	336
Structurile cuverturii postaustrice	337
7.5. <i>Zona vulcanitelor neogene</i>	338
7.5.1. Compartimentul Călimani-Harghita	339
7.5.2. Compartimentul Bârgău-Rodna-Țibleș	350
7.5.3. Compartimentul Oaș-Gutâi	352
7.5.4. Bazaltele cuaternare	359
7.5.5. Depresiunile intramontane	361
8. Carpații Meridionali	372
8.1. <i>Autohtonul danubian</i>	375
8.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri	376
Masivele cristaline prealpine	376
Învelișul sedimentar	385
8.1.2. Evoluție și tectogeneză	410
8.1.3. Pânza de Severin	413
8.2. <i>Pânza Getică</i>	415
8.2.1. Masivele cristaline prealpine	416
8.2.2. Masivele de granitoide prehercinice	421
8.2.3. Învelișul sedimentar	422
8.2.4. Evoluție și tectogeneză	442
8.3. <i>Unitățile supragetice</i>	444
8.3.1. Stratigrafie și litofaciesuri	444
Masivele cristaline prealpine	445
Învelișul sedimentar	452
8.3.2. Evoluție și tectogeneză	455
8.4. <i>Zona de cute-solzi</i>	459
8.5. <i>Magmatitele laramice</i>	460
8.6. <i>Depresiunea Getică</i>	463
8.6.1. Stratigrafie și litofaciesuri	464
8.6.2. Evoluție și tectogeneză	476
8.7. <i>Depresiunile intramontane</i>	481
9. Munții Apuseni	496
9.1. <i>Munții Apuseni de Nord</i>	498
9.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri	499
Masivele cristaline prealpine	499

Învelișul sedimentar	506
Magmatitele laramice	522
9.1.2. Evoluție și tectogeneză	524
Autohtonul de Bihor	526
Sistemul Pânzelor de Codru	527
Sistemul Pânzelor de Biharia	533
9.2. Munții Apuseni de Sud	535
9.2.1. Stratigrafie și litofaciesuri	535
Masivele cristaline prealpine	536
Magmatitele ofiolitice	537
Învelișul sedimentar prelaramic	541
Magmatitele laramice	550
Vulcanitele neogene	551
9.2.2. Evoluție și tectogeneză	557
9.2.3. Depresiunile intramontane și vulcanitele bazaltice	
cuaternare	564
Vulcanitele bazaltice cuaternare	566
10. Depresiunile interne și zonele adiacente	567
10.1. Depresiunea Transilvaniei	568
10.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri	568
10.1.2. Evoluție și tectogeneză	591
10.2. Depresiunea Pannonică	594
10.2.1. Stratigrafie și litofaciesuri	595
10.2.2. Evoluție și tectogeneză	596
10.3. Zone adiacente	596
11. Evoluția teritoriului României în Cuaternar	616
<i>Stratigrafia Cuaternarului</i>	618
<i>Mișcări neotectonice</i>	621
<i>Urme ale activității umane</i>	622
12. Încadrarea Carpaților românești în ansamblul geostructural	
central-est-european	624
Bibliografie	635

8. CARPAȚII MERIDIONALI

Carpații Meridionali, ca unitate geosstructurală alpină, se întind din bazinul râului Dâmbovița (Falia Iezer-Păpușa) spre vest până în valea Dunării. Spre sud sunt delimitați de Falia Pericarpatică ce se prelungeste din fața Carpaților Orientali, însă este acoperită de depozitele sarmato-pliocene. A fost detectată prin foraje pe direcția sud Pitești-nord Drăgășani-nord Strehaia și atinge valea Dunării la Turnu Severin. În lungul acestei falii, structurile carpatice vin în contact cu Platforma Valahă. La nord sunt delimitați de Depresiunea Transilvaniei și culoarul Mureșului.

Caractere geomorfologice. În Carpații Meridionali se distinge o parte cu caractere montane tipice și alta cu aspect colinar, aceasta din urmă reprezentând zona subcarpatică (v. planșa I).

Zona montană prezintă o serie de masive muntoase a căror înălțime depășește adesea 2 000 m. Între izvoarele Dâmboviței și valea Oltului se întind Munții Făgăraș care ating 2 536 m altitudine în vârful Negoiu și 2 543 m în vârful Moldoveanu. La sud de Munții Făgăraș, separată prin Depresiunea Loviștea, se găsește culmea Cozia. Între Olt și Jiu se disting două șiruri de munți separate prin râurile Lotru și Jiul de est: la sud sunt Munții Căpățâni în între Olt și Olteț și Munții Parâng între Olteț și Jiu. La nord sunt Munții Lotrului între râurile Lotru și Sadu, Munții Cibin între râurile Sadu și Sebeș și Munții Sebeșului între râurile Sebeș și Strei. De la valea Jiului spre vest și sud-vest până în valea Cernei și culoarul Caransebeș-Mehadia, zona montană este fragmentată longitudinal în trei compartimente, compartimentul central fiind cel mai impozant prin altitudine. Acesta include Munții Retezat situați între Jiul de vest, Depresiunea Hațeg și Râul Mare, Munții Țarcu între râul Bistra, culoarul Caransebeș-Mehadia și valea Idegului, Munții Godeanu care se prelungesc cu Munții Cernei cuprinși între valea Cernei și râul Timiș. La nord de acest compartiment se întind Munții Poiana Ruscă cuprinși între Depresiunea Streiului, Depresiunea Lugojului, valea Bistrei și valea Mureșului

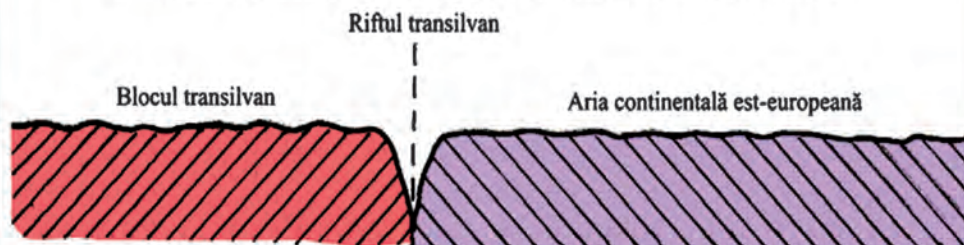
la nord. Pe aliniamentul sudic se găsesc Munții Vâlcan între Jiu și Motru, Platoul Mehedinți între valea Motrului, valea Cernei și Dunăre. La vest de culoarul Caransebeș-Mehadia se întind Munții Semenici, iar între valea Cernei și valea Nerei sunt Munții Almăj. Între cursul inferior al văii Nerei și Dunăre se întind Munții Locva, iar între valea Carașului și râul Pogăniș la nord se găsesc Munții Dognecea (v. planșa I).

Caractere ge structurale generale. În structura geologică actuală a Carpaților Meridionali sunt elemente specifice care permit reconstituirea evoluției proceselor structogenetice. Semnificative, în acest sens, sunt: complexul ofiolitic din Platoul Mehedinți, suita sedimentară cu factură de fliș de vârstă tithonic-neocomiană (Flișul de Severin), vulcanitele calco-alcaline constituind banatitele etc. Mai trebuie avut în vedere că, după modul cum sunt distribuite elementele suturii transilvane în Carpații Orientali, acestea găsindu-se până în Munții Perșani, se poate spune că mai departe, sutura transilvană este implicată în structura Carpaților Meridionali. Toate acestea sugerează că și Carpații Meridionali au evoluat din aceleași zone de rift și din aceleași arii continentale limitrofe, ca și Carpații Orientali, și anume: zona de rift transilvană deschisă în Triasic, care a condus la individualizarea blocului sau Microplăcii Transilvano-Pannonice, și zona de rift central-carpatică deschisă spre sfârșitul Jurasicului mediu, din care a evoluat marea flișului și care a dus la individualizarea blocului central carpatic (planșa XXIII).

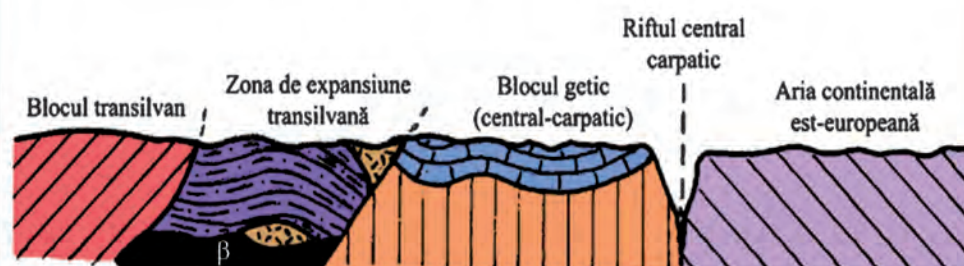
Firește că în evoluția acestor zone au existat diferențieri în ceea ce privește desfășurarea proceselor structogenetice; fapt ce conferă celor două ramuri carpatice statut de unități ge structurale majore distincte. Astfel, în etapa de extensie (Malm-Neocomian), cele două blocuri separate prin aria de rift central-carpatică, blocul getic și respectiv blocul danubian, au cunoscut o mișcare divergentă, iar în marea cu substrat de crustă oceanică dintre ele, constituind fosa de Severin, s-au acumulat depozite tipice de fliș, Flișul de Severin (planșa XXIII, B, C). Într-o etapă mai târzie, spre sfârșitul Eocretacicului, a avut loc închiderea zonei de expansiune transilvană. În felul acesta s-a ajuns la coliziunea dintre marginea blocului transilvano-panonic și blocul getic, încât s-au individualizat unitățile supragetice. Stressul generat de șariajul supragetic a împins blocul getic peste fosa de Severin. Procesul de subducție a crustei oceanice din fosa de Severin a avut drept urmare deplasarea blocului getic solidar cu blocul supragetic șariat, în convergență cu mișcarea blocului danubian. Spre sfârșitul Cretacicului, blocul getic, solidar cu blocul supragetic șariat și având în bază Flișul de Severin și fragmente de scoarță oceanică obdusă, a venit în coliziune cu blocul danubian peste care a înaintat acoperindu-l complet. În acest fel s-a realizat punerea în loc a Pânzei getice (v. planșa XXIII, D).

Ca o consecință a consumului crustei subduse, în păturile profunde au avut loc intense și complexe procese magmatice. Acestea, la suprafață le-a corespuns un vulcanism care s-a desfășurat spre sfârșitul Cretacicului

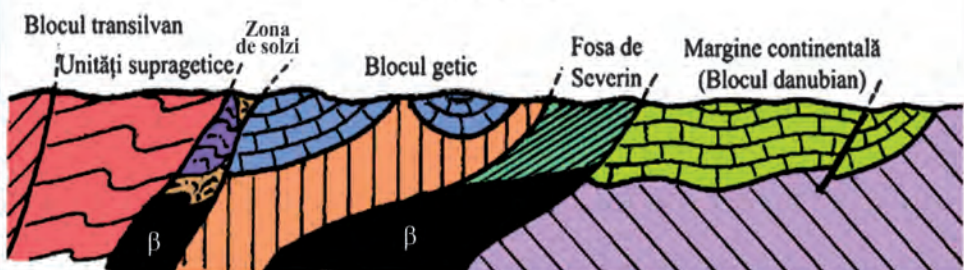
SCHEMA EVOLUȚIEI CARPAȚILOR MERIDIONALI



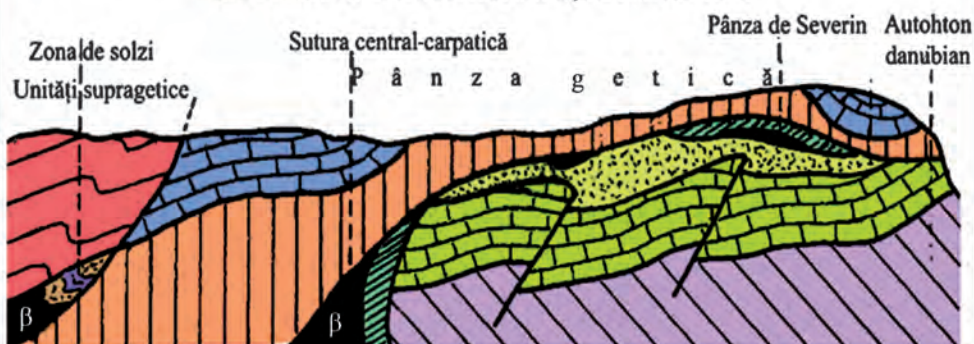
A. Deschiderea riftului transilvan în Triasic



B. Expansiunea riftului transilvan și deschiderea riftului central carpatic în Jurasicul mediu



C. Închiderea riftului transilvan la sfârșitul Eocretacicului



D. Închiderea riftului central carpatic și punerea în loc a Pânzei getice în Senonianul târziu

și începutul Paleogenului, când s-a pus în loc o imensă masă de vulcanite, constituind provincia banatică.

Odată cu ridicarea ansamblului structogenetic sub forma unui sistem cutat, în fața acestuia s-a creat o zonă depresionară premontană care a preluat funcția de bazin de sedimentare evoluând în continuare ca avanfosă și care, în structura actuală a Carpaților Meridionali, constituie Depresiunea Getică.

În concordanță cu modelul sugerat, în structura actuală a Carpaților Meridionali, se disting următoarele unități ge structurale: *Autohtonul danubian*, *Pânza getică* și *Unitățile supragetice*, toate fiind generate de implicarea marginii continentale deformată a plăcii euroasiatice; *Pânza de Severin* și *Zona de cute-solzi*, rezultate din evoluția zonelor de expansiune secundară. Acestea li se adaugă magmatitele laramice și *Depresiunea Getică* (planșa XXIV).

Distincția între diversele domenii care, în structura actuală, sunt în relații tectonice, a fost sesizată încă din 1904 de L. Mrazec, care în Carpații Meridionali a distins două grupuri de șisturi cristaline (grupul I și II) ce diferă prin gradul de metamorfism. Gh. Munteanu-Murgoci, în 1905, a argumentat suprapunerea tectonică a celor două grupe, iar în 1934, A. Strekeisen a sesizat existența Unităților supragetice, ca un al treilea domeniu tectogenetic major. În 1940, Al. Codarcea a sugerat mecanismul de edificare a structurii arhitecturale a Carpaților Meridionali, distingând principalele etape structogenetice: deschiderea riftului și formarea fosei de Severin, restrângerea acesteia prin mișcarea convergentă a celor două blocuri continentale, și procesul de coliziune dintre ele cu detașarea unor fragmente de crustă oceanică. În felul acesta, cu mult înainte de a se fi formulat conceptul tectonicii globale, Al. Codarcea, fără a-l denumi ca atare, l-a intuit și decelat în structogeneza Carpaților Meridionali. Cercetătorii ulteriori, aproape fără excepție, au confirmat tectonica în pânze a Carpaților Meridionali, așa cum a conceput-o Gh. Munteanu-Murgoci și Al. Codarcea, amplificând sau atenuând structura de detaliu a unităților tectonice majore.

8.1. AUTOHTONUL DANUBIAN

Autohtonul danubian a fost descoperit de eroziune și aflorează ca o imensă semifereastră în partea sud-vestică a Carpaților Meridionali, întinzându-se între valea Oltețului și Dunăre. Acesta circumscrie Munții Parâng, Munții Retezat, Munții Vâlcan, Munții Cernei, Platoul Mehedinți și Munții Almăj. Pe această arie, anumite porțiuni sunt acoperite de formațiuni ce aparțin Pânzei getice și se delimitează ca petice de acoperire, cum sunt Munții Godeanu, două arii întinse din Platoul Mehedinți și alte suprafețe mai restrânse cum este aceea de la nord de localitatea Văləri-Gorj. Tot în Platoul Mehedinți, o bună parte din Autohtonul danubian este acoperită de Pânza de Severin (v. planșa XXIV).

8.1.1. Stratigrafie și litofaciesuri

În alcătuirea Autohtonului danubian participă șisturi cristaline constituind masivele cristaline prealpine și formațiuni sedimentare care formează învelișul sedimentar al masivelor cristaline.

Masivele cristaline prealpine

Șisturile cristaline din Autohtonul danubian s-au format în cele trei cicluri orogenice însă nu totdeauna și nu peste tot pot fi stabilite riguros aceste cicluri; dar este cert că unele dintre șisturile cristaline au fost generate de cicluri prehercinice, iar altele aparțin ciclului hercinic (fig. 8.1).

Șisturile cristaline prehercinice. În Autohtonul danubian, șisturile cristaline prehercinice au cea mai largă răspândire și aparțin celor două grupe: grupa șisturilor cristaline mezometamorfice și grupa șisturilor cristaline epimetamorfice.

Grupa șisturilor cristaline mezometamorfice. Aceasta include o gamă largă de metamorfite reprezentând formațiuni terigene și vulcanogene metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin; acestea însă au fost în mare parte retromorfozate. Pe lângă diversitatea materialului pre-metamorfic și intervenția retromorfismului, varietatea și complexitatea petrofacială a șisturilor cristaline mezometamorfice se datorează și intervenției intruziunilor de granitoide contemporane sau penecontemporane metamorfismului inițial. În această situație, s-au separat diverse entități petrofaciale și s-a încercat corelarea cronostratigrafică a acestora, dar care este foarte relativă.

Cristalinul de Lainici-Păiuș este o primă entitate petrofacială care a fost separată de G. Manolescu și care se întinde din Munții Cernei spre est pe versantul sudic al Munților Vâlcan și Parâng, precum și în Munții Retezat. Este constituit din șisturi cristaline foarte variate însă predomină gnasele cuarțitice cu intercalații de șisturi micacee, șisturi grafitoase și calcare cristaline. Ansamblul acestora, la prima vedere apare ca un cristalin epimetamorfic; se cunosc și zone de migmatizare, precum și un metamorfism de contact termic. H. Savu, analizând situația, mai ales din Parâng și Vâlcan, constată că petrofaciesurile de tip mezometamorfic, reprezentate prin migmatite (lenticulare, stromatitice etc.), sunt dispuse în jurul masivelor de granitoide și consideră că sunt un efect al acestor intruziuni. În funcție de depărtarea de masivul intrus, se distinge o zonă cu sillimanit și cordierit și o zonă cu almandin și biotit. Cu alte cuvinte, Cristalinul de Lainici-Păiuș ar reprezenta un caz particular de șisturi cristaline în care mezometamorfitele s-ar fi format în condiții de presiune medie până la joasă, datorită contactului

cu intruziunile granitice sincinematice. H. Savu a și denumit acest tip de metamorfism drept „metamorfism de contact sincinematic” sau „de tip danubian”. Însă majoritatea petrografilor consideră că șisturile cristaline de Lainici-Păiuș, în ansamblu, reprezintă o suită care inițial a inclus mezometamorfite în facies amfibolitic și care ulterior a fost afectat de un retromorfism generalizat.

Amfibolitele de Drăgșan, separate de Gh. Manolescu, Gh. Paliuc, Șt. Ghica-Budești și alții, constituie o a doua unitate petrofacială; se întâlnește începând din valea Cernei până în Munții Parâng, precum și în Munții Retezat. Amfibolitele de Drăgșan sunt considerate o formațiune vulcanogen-sedimentară (ofiolitică și terigenă) metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor, subfaciesul staurolit-almandin; includ gnaise amfibolice, amfibolite rubanate, hornblendite, serpentinite în cantitate mică, gnaise micacee, gnaise feldspatice și mai rar calcare cristaline. În vecinătatea intruziunilor, Amfibolitele de Drăgșan sunt migmatizate. Totul a suferit un retromorfism încât sunt frecvente cloritul, actinotul, albitul și epidotul. Ca relicte se întâlnesc metagabbrouri și metacuarțit-diorite. Amfibolitele de Drăgșan, în bună parte, sunt sincrone cu Cristalinul de Lainici-Păiuș.

La partea superioară a Amfibolitelor de Drăgșan, Gh. Manolescu a descris, în Munții Vâlcan, Retezat și Parâng așa-numita „serie clastică” formată din șisturi sericito-cloritoase, șisturi amfibolice porfirogene și subordonat calcare cristaline. Acestea au fost găsite de toți cercetătorii ulteriori, însă poziția și semnificația lor este controversată. În timp ce unii le consideră ca unitate petrofacială distinctă, aparținând altei faze de metamorfism decât aceea care a generat Amfibolitele de Drăgșan (Șt. Ghica-Budești, L. Pavelescu, H. Savu), alții le încadrează în aceeași fază (Gh. Manolescu). Th. Berza consideră că seria clastică reprezintă partea superioară a Amfibolitelor de Drăgșan diaforizată. Această interpretare pare a fi cea mai aproape de realitate.

În Munții Cerna, Vâlcan și Parâng, relațiile dintre Cristalinul de Lainici-Păiuș și Amfibolitele de Drăgșan sunt tectonice.

Șisturi cristaline similare celor de Lainici-Păiuș și Amfibolitelor de Drăgșan se mai întâlnesc și în Munții Retezat, iar în Munții Țarcu șisturile cristaline echivalente au fost descrise drept Cristalinul de Zeicani și respectiv amfibolitele de Măru (în Muntele Mic). Acestea din urmă sunt reprezentate prin orto-amfibolite, serpentinite, paragnaise biotitice, gnaise cuarțo-feldspatice și subordonat calcare cristaline. Ca faciesuri locale, în Muntele Petreanu s-a mai descris cristalinul de Rof constituit din șisturi amfibolice rubanate, cuarțite cu granat și șisturi clorito-biotitice. Tot aici s-a descris Cristalinul de Răușoru, gnaisele de Petreanu etc.

Amfibolitele de Măru par să se continue spre sud-vest în Munții Almăj, prin ceea ce Al. Codarcea a numit cristalinul (zona) de Ielova (v. fig. 8.1). Acesta include gnaise amfibolice cu biotit și granat, paragnaise micacee și mai rar calcare cristaline și gnaise granitice cu microclin; se cunosc, de asemenea, serpentinite. Întreg Cristalinul de Ielova este străbătut de filoane

pegmatitice, iar local este migmatizat. În zona de contact cu Pânza getică este intens cataclazat. La est de Cristalinul de Ielova, între zona sedimentară Svinița-Svinecea la vest și gabbrourele și serpentinitele din zona Luți-Plavișevița la est, se întâlnesc șisturile cristaline descrise de A. Strekeisen sub numele de Cristalinul de Poiana Mraconia. Acesta este reprezentat prin paragnaise micacee, paragnaise amfibolice, gnaise cuarțo-feldspatice și cuarțite feldspatice. Local apar migmatite arteritice. Se diferențiază de Cristalinul de Ielova prin granulația mai fină și lipsa filoanelor de pegmatite.

Mai spre est, separată de Cristalinul de Poiana Mraconia printr-o zonă de epimetamorfite (Crisalinul de Corbu), se găsește o altă zonă de mezometamorfite reprezentând Cristalinul de Neamțu (v. planșa XXIV). Acesta include paragnaise micacee, gnaise biotitice, gnaise amfibolice, amfibolite și calcare cristaline prezentând unele asemănări cu Amfibolitele de Drăgșan.

Cu privire la vârsta metamorfismului inițial care a generat mezometamorfitele, trebuie să se țină seama, în primul rând, de faptul că nu sunt clarificate relațiile dintre unitățile petrofaciale menționate. De cele mai multe ori, aceste entități reprezintă de fapt petrofaciesuri laterale și în nici un caz serii în sens cronostratigrafic.

Vârsta metamorfismului inițial care a generat șisturile cristaline mezo-metamorfice se deduce din faptul că acestea suportă, în discordanță de metamorfism, formațiuni cristalofiliene (Crisalinul de Corbu) în care s-au găsit archaeocyatide indicative pentru Neoproterozoicul terminal-Eocambrian; de unde rezultă că mezometamorfitele s-au format într-o fază anterioară Proterozoicului superior deci în timpurile antecadomiene. Această vârstă este indicată oarecum și de datele radiometrice care, pentru granitele de Tismana de exemplu, au indicat 650 M.a. ceea ce înseamnă că metamorfismul Cristalinului de Lainici-Păiuș este anterior, adică antecadomian.

Grupa șisturilor cristaline epimetamorfice. Aceasta include șisturi cristaline provenind din metamorfozarea unor formațiuni vulcanogene și sedimentogene în condițiile faciesului șisturilor verzi. În Autohtonul danubian asemenea șisturi cristaline se cunosc cu certitudine și au fost separate ca atare numai în Munții Almăj. Sub numele de Cristalinul de Corbu, Al. Codarcea a grupat un complex de șisturi cristaline clorit-albit-epidotice, șisturi amfibolice cu actinot, șisturi cuarțitice cu sericit sau grafit, porfiroide și lentile de calcare cristaline. Acest complex are o grosime de 600 m și se dispune în discordanță de metamorfism peste Cristalinul de Neamțu; se urmărește pe o zonă îngustă orientată nord-sud delimitată la est și la vest de Cristalinul de Neamțu și respectiv gabbrourele și serpentinitele din zona Luți-Plavișevița. În prelungirea epimetamorfitelor spre sud, pe teritoriul Serbiei, în intercalațiile de calcare s-au găsit archaeocyatide care indică vârsta Neoproterozoic terminal-Cambrian timpuriu a depozitelor premetamorfice; de unde rezultă că metamorfozarea acestora a avut loc spre sfârșitul ciclului cadomian.

În categoria epimetamorfitelor mai intră ceea ce Al. Codarcea a descris drept „zona de Toronița” în partea sud-vestică a Munților Almăj (filite sericito-

cloritice, cuarțite, șisturi verzi) și „zona Vodna” în vecinătatea granitoidului de Ogradena, reprezentată prin șisturi sericito-cloritoase cu albit, șisturi cloritoase cu lentile de calcare cristaline și serpentinite.

În Munții Parâng, Retezat și Vâlcan, în unele interpretări, sunt incluse la grupa șisturilor cristaline epimetamorifice ceea ce s-a descris drept: „seria clastică”, „seria de Vâlcan” sau seria de „Barnița-Zeicani”, însă care în interpretări mai recente sunt incluse în Amfibolitele de Drăgșan, ca termen diafторizat al acestora din urmă.

Magmatitele prehercinice. O caracteristică a șisturilor cristaline prehercinice din domeniul danubian o constituie asocierea acestora cu masive de granitoide sin- sau tardicinematice care, după caz, sunt fie concordante cu șisturile cristaline, fie discordante. Granitoidele apar cu forme eliptice, alungite, sub formă de dom, sau cu contur neregulat (v. planșa XXIV). Unele masive au fost puternic erodate încât apar niveluri mai profunde, cum este cazul masivului Cherbelezu, altele au fost mai puțin erodate și au fost descoperite doar nivelurile superioare, migmatice, ale intruziunii, cum este cazul masivelor Latorița, Parâng și Petreanu. Masivele de granitoide se aliniază în lungul unor structuri anticlinale care se urmăresc în tot Autohtonul danubian. Acestea execută o virgație deschisă spre vorland conformă curbării Carpaților Meridionali. Se disting mai multe aliniamente pe care apar corpurile de granitoide. Granitoidele sunt însoțite de un cortegiu de roci filoniene, pegmatite, apfite, lamprofire etc., care străbat atât corpul de granitoide cât și șisturile cristaline gazdă. Masivele tardicinematice dau aureole de contact, în timp ce corpurile sincinematice sunt înconjurate de migmatite.

În Munții Parâng, granitoidele apar pe trei aliniamente, astfel: în partea sudică a Parângului, între valea Oltețului și localitatea Novaci, apar mai multe masive, printre care: corpul de la Novaci, corpul de la Cărpiniș, corpul de la Crasna etc. La toate acestea se distinge un facies intern reprezentat printr-o masă fundamentală granodioritică sau cuarțo-dioritică, cu megacristale de microclin (de tipul granitului de Tismana), și un facies extern reprezentat prin granodiorite, microgranite și leucogranite cu feldspat potasic. Vârsta acestor granitoide, obținută pe cale radiometrică, este de 650 M.a.

Aliniamentul Nedeiu-Sadu-Șușița, situat la nord de precedentul, se urmărește din valea Oltețului până în valea Suseni. Acesta include plutonul sincinematic, cunoscut drept masivul Șușița și a fost descris de B. Ionescu-Bujor, Gh. Manolescu, H. Savu etc.; are o formă eliptică și se urmărește pe o lungime de aproape 60 km, iar lățimea atinge 40 km. Este intrus concordant în Cristalinul de Lainici-Păiuș, contactele fiind conforme cu foliația primară a șisturilor cristaline. Separațiile melanocrate (autolite) sunt aplatizate pe direcția foliației, iar xenolitele din masa granitoidului sunt orientate în direcția de alungire a plutonului. Toate particularitățile structurale menționate arată caracterul sincinematic al granitoidului de Șușița. Pe flancurile acestuia se găsesc masive granitice tardicinematice cu structură porfiroidă. Masivul Șușița este constituit preponderent din granodiorite, adamelite și granite.

Cu dezvoltare locală se întâlnesc granite cu megacristale de feldspat roșu. În masa granodioritelor se întâlnesc separații de diorite cuarțifere și diorite melanocrate. Structura acestor roci, în general, este echigranulară, iar textura primară este slab șistoasă; pe alocuri granitoidele au fost puternic laminate și metamorfozate în ciclul hercinic dând adevărate metagranite. Cristalinul de Lainici-Păiuș din jurul plutonului este migmatizat și predomină migmatitele stratiforme. Se apreciază că granitul de Șușița este de origine anatectică. Pe cale radiometrică, pentru granitul de Șușița s-a obținut vârsta de 524 M.a., dar care probabil că este aparentă, vârsta reală fiind mai mare.

Aliniamentul Latorița-Parâng, situat în partea de nord a Munților Parâng, include mai multe corpuri care străbat Amfibolitele de Drăgșan; sunt reprezentate prin diferite varietăți de granite, adamelite, monzonite, granodiorite și diorite cuarțifere. Texturile primare sunt frecvent gnaisice și mai rar masive. La contact cu roca gazdă au dat corneene cu biotit, granat, sillimanit și calcare cu silicați.

Între masivul Șușița și aliniamentul Parâng-Latorița, izolat se găsește corpul de la Reci reprezentând de fapt două dyke-uri formate din granite albe cu structura porfirică și textură masivă.

În Munții Vâlcan, corpurile granitice ocupă suprafețe mai restrânse. Plutonul de la Tismana se delimitează în partea nord-vestică a acestor munți și se urmărește pe o distanță de 25 km și o lățime de 10 km. Este un granitoid porfiroid constituit dintr-o masă fundamentală, echigranulară, de compoziție granitică, granodioritică, monzonitică sau cuarț-dioritică și megacristale până la câțiva centimetri, de microclin-pertitic. Megablastele se întâlnesc și în enclavele din granitoide, precum și în roca gazdă care este reprezentată prin Cristalinul de Lainici-Păiuș. Acesta din urmă prezintă și zone migmatizate. În privința genezei granitului de Tismana, nu există un consens; s-a exprimat atât părerea că este de origine magmatică având un caracter intrusiv, cât și opinia că ar avea o origine metasomatică.

La nord de corpul Tismana, se găsește corpul granitic Frumosu constituit din diorite cuarțifere cu hornblendă verde și biotit; acesta este intrus în Cristalinul de Lainici-Păiuș.

Granitoidul de Cerna se urmărește în lungul văii Cernei și este intrus în Amfibolitele de Drăgșan; este constituit din roci granitice, adamelitice și tonalitice. Textura gnaisică este dominantă.

În Munții Retezat și Țarcu, corpurile de granitoide au dimensiuni importante.

Corpul din Retezat are o formă alungită fiind intrus concordant în Cristalinul de Lainici-Păiuș; apare sub forma unei boltiri anticlinale cu răsfrângere bilaterală. Corpul din Retezat este format din granodiorite adamelitice și granodiorite porfirice, cu textură masivă în partea centrală, în timp ce în părțile marginale apare faciesul gnaisic sau laminat. În masa corpului granitic sunt frecvente enclavele de șisturi cristaline sau chiar sinclinale pensate; se consideră că este un corp sincinematic.

Corpul de la Buta, situat la sud-est de corpul din Retezat și intrus în Cristalinul de Lainici-Păiuș, este constituit din diorite cuarțifere, granodiorite și leucogranite.

Corpul Petreanu și masivul Furcătura sunt situate în lungul văii Râul Mare; au o structură mai complexă, primul fiind constituit din gnaise granitice, iar cel de-al doilea din gnaise plagioclazice cu biotit și din gnaise leucocrate cu muscovit.

Corpul Vârful Pietrii are un contur aproape circular și este intrus discordant în Cristalinul de Lainici-Păiuș pe care îl metamorfozează la contact dând o zonă de corneene. Corpul prezintă o remarcabilă monotonie petrofacială fiind format din granite cu textură masivă, iar în zonele marginale se întâlnesc separații microgranodioritice. În masa granitică se găsesc enclave de șisturi cristaline formând adevărate insule neasimilate. Masivul Vârful Pietrii este un corp tardicinematic tipic, fapt relevat atât de poziția lui discordantă față de șisturile cristaline, cât și de prezența metamorfismului de contact.

Masivul Râu Șes și corpul Șucu, situate la sud de Vârful Pietrii, au dimensiuni mai mici și sunt formate din granodiorite.

Corpul Muntele Mic, situat în Munții Țarcului, este alungit pe direcția nord-est/sud-vest și este format din granite, granodiorite și diorite cuarțifere, cu structură porfirică și textură gnaisică. Granitoidele din Muntele Mic sunt intruse în șisturile cristaline de Măru și dau o zonă migmatică; este un corp sincinematic.

În Munții Almăj se întâlnesc trei corpuri de granitoide dispuse pe un aliniament orientat nord-sud.

Corpul de granitoide Sfârdinu, cel mai nordic, este intrus în Cristalinul de Ielova și în Cristalinul de Poiana Mraconia. La alcătuirea acestuia participă microgranite leucocrate cu textură gnaisică spre exterior, urmate spre interior de granite porfiroide cu biotit și muscovit, și granodiorite cu biotit și hornblendă. Al. Codarcea și L. Pavelescu consideră că partea centrală a masivului reprezintă un nucleu granitic mai vechi, magmatic, iar zonele periferice ar forma un înveliș alcătuit din arene arcoziene granitizate migmatic.

Corpul granitic Cherbelezu, situat mai la sud de precedentul, străbate și Cristalinul de Corbu; este constituit dintr-un granit potasic cu textură masivă având o compoziție mineralogică foarte omogenă.

Corpul granitic de la Ogradena, cel mai sudic, este intrus în șisturile Cristaline de Neamțu și are o alcătuire complexă. Masivul este constituit din roci granitice variate, cu textură gnaisică sau masivă și mai rar pegmatoidă. Granitele sunt de culoare albă, cu microclin, oligoclaz, muscovit, biotit, la care se mai adaugă sillimanit și granat. Ultimele două minerale relevă fie intervenția proceselor de contaminare, fie originea anatectică a acestui corp. În partea vestică a masivului sunt evidente efectele dinamometamorfismului, întâlnindu-se granite laminate, cataclazite și brecii.

Vârsta corpurilor granitice din Autohtonul danubian se deduce din relațiile acestora cu șisturile cristaline în care sunt incluse sau care le acoperă, la care se adaugă determinările radiometrice. O primă indicație este furnizată de faptul că șisturile cristaline hercinice, care au o vârstă ordovician-eocarboniferă, se dispun transgresiv peste masivul de granitoide Vârful Pietrii, remaniind elemente din acest masiv. Generalizând situația din Vârful Pietrii, o primă concluzie este că punerea în loc a corpurilor de granite este anteordoviciană. Din faptul că unele granitoide sincinematice sunt intruse în șisturile cristaline de Lainici-Păiuș, cum sunt granitoidele de Șușița, de Pildă, rezultă vârsta precadomiană a acestora, iar din faptul că unele străbat și șisturile cristaline de Corbu, se poate conchide că o parte din masivele de granitoide este legată de ciclul cadomian. Vârstele stabilite pe cale radiometrică confirmă întrucâtva aceste deducții. Astfel, pentru granitoidele de Șușița s-au obținut vârste între 402-524 M.a; pentru granitoidul de Ogradena 218-345 M.a; pentru granitoidele de pe aliniamentul Olteț-Novaci-Cărpiniș au rezultat valori de 426-650 M.a; pentru granitoidul de Petreanu 627-656 M.a; pentru granitoidul de Muntele Mic 370-411 M.a. Se înțelege că multe din aceste valori indică o vârstă aparentă, însă cele mai ridicate valori ar încadra punerea în loc a granitoidelor din Autohtonul danubian în timpurile precadomiene și cadomiene târzii. Se poate conchide că granitoidele din Autohtonul danubian sunt cu certitudine legate de ciclurile care au generat șisturile cristaline.

Șisturile cristaline hercinice. Șisturile cristaline hercinice (v. fig. 8.1) au provenit din metamorfozarea unor formațiuni de vârstă paleozoică, predominant terigene, care au fost transformate în condițiile faciesului șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-clorit. Acestea se prezintă cu o litologie variată și cu schimbări laterale de facies. Datorită metamorfismului foarte slab, caracterele stratonomice primare sunt evidente; mai mult decât atât, în ele s-au găsit micro și macrofosile într-o stare de conservare relativ bună, încât vârsta formațiunilor premetamorfice a putut fi stabilită cu mai multă rigurozitate.

Șisturile cristaline hercinice s-au păstrat pe arii restrânse mai cu seamă în masivele Parâng, Vâlcan și Retezat, unde ocupă zonele axiale ale mai multor cute sinclinale, sau urmăresc contactul dintre Autohtonul danubian și Pânza getică (v. planșa XXIV). Ele se aștern transgresiv peste șisturile cristaline precadomiene de care se deosebesc net, în primul rând, prin gradul de metamorfism. Grosimea șisturilor cristaline hercinice poate atinge 2 000 m, dar nu constituie o suită neîntreruptă. Acestea au fost descrise anterior de L. Pavelescu drept „seria de Tulișa”, însă în care de fapt se înglobau și formațiuni posthercinice (Formațiunea de Schela), sau au fost incluse în ceea ce s-a descris drept „infragetic”. Suita mai completă a șisturilor cristaline hercinice se întâlnește în Munții Vâlcan unde, de fapt, s-a stabilit stratigrafia acestora. În cadrul șisturilor cristaline hercinice s-au putut separa trei entități litofaciale care, pe baze paleontologice, au fost

conferite Ordovicianului, Silurianului, Devonianului și Carboniferului inferior (v. fig. 8.1).

Formațiunea de Valea Izvorului, ca prim termen al șisturilor cristaline hercinice, este o formațiune cuarțito-filitoasă descrisă pentru prima dată de I. Stănoiu; se dispune transgresiv peste cristalinul prehercinic și debutează printr-un nivel de cuarțite cu intercalații de șisturi verzi cloritoase. Acestea sunt urmate de un pachet de roci preponderent filitoase alcătuite din șisturi clorito-sericitoase cu intercalații subordonate de calcare cristaline și șisturi grafitoase. În aceste roci, I. Stănoiu a identificat, în bazinul Motrului, o asociație fosilă cu *Dalmanella sp.*, *Laeptena sp.*, *Atrypa reticularis*, *Euclinurus sp.*, *Flexicalymene sp.* etc. Șisturi cristaline sincrone se mai întâlnesc în Munții Țarcu, în bazinul Râului Alb incluse în Formațiunea de Râul Alb. Aceasta din urmă este reprezentată prin șisturi cristaline cloritoase-sericitoase cu intercalații de metagresii și metaconglomerate; se întâlnesc, de asemenea, metabazite; conțin o microfloră cu *Lophosphaeridium rarum*, *Leioarahnitum vittatum* etc. care ar indica Ordovicianul.

Formațiunea de Tusu, al doilea termen al cristalinului hercinic, include o suită metaconglomeratică-filitoasă descrisă tot în Munții Vâlcan și are poziție transgresivă, este reprezentată prin metaconglomerate care trec lateral și pe verticală la filite grafitoase. Cu unele modificări litofaciale, depozite similare se mai întâlnesc în Munții Parâng (Formațiunea de Latorița), în Munții Petreanu (Formațiunea de Vidra), în Munții Țarcu pe valea Idegului (Formațiunea de Râul Rece), și în Munții Almăj pe valea Dunării la Drencova (Formațiunea de Drencova). Peste tot se întâlnesc metaconglomerate și șisturi filitoase cu intercalații de metavulcanite. Din ele se cunoaște o asociație palinologică cu: *Psilophyton goldschmidti*, *Archaeopteris sp.*, *Neopteris sp.*, *Emphanisporites minutum* etc. care le conferă vârsta devoniană.

Formațiunea de Oslea, ultimul termen al suitei hercinice, descrisă în Munții Vâlcan, include un component inferior metapsamitic constituit din metaconglomerate cuarțitice, un component median alcătuit din calcare și dolomite cristaline și un component superior metapelitic constituit din șisturi filito-sericito-grafitoase și filite cuarțo-sericitice cu intercalații subordonate de metapsamite.

Persistă unele dispute privind vârsta Formațiunii de Oslea (în unele interpretări se admite că partea terminală a acesteia ar aparține Mezozoicului), incertitudinea decurgând din dificultatea de a separa formațiunile cristalofiliene hercinice, de depozitele mezozoice care le succede și care, la rândul lor, au suferit un metamorfism (anchimetamorfism) dinamic. Indiferent de cum se va rezolva disputa, în Formațiunea de Oslea se vor include exclusiv formațiuni paleozoice metamorfozate regional.

Situația este mai clară pe valea Idegului unde, peste formațiuni devoniene (Formațiunea de Râul Rece), urmează calcare cristaline (calcarele de Ideg) care trec, pe verticală, la șisturi filitoase cu intercalații de metagresii și metavulcanite. Din calcarele cristaline, Al. Codarcea et al. citează *Productus*

semireticulatus, *Spirifer tornacensis*, *S. striatus*, indicând vârsta eocarboniferă a acestei entități litofaciale. Cu Formațiunea de Oslea, mai exact cu calcarele de Ideg, se încheie suita șisturilor cristaline hercinice din Autohtonul danubian.

Formațiunile paleozoice metamorfozate, respectiv șisturile cristaline hercinice, sunt acoperite de învelișul sedimentar al cărui prim termen aparține Carboniferului superior. De aici concluzia că metamorfismul hercinic a avut loc în tectogeneza sudetă.

Masivele de roci bazice și ultrabazice. În Munții Almăj, în cotul pe care îl face Dunărea între localitățile Luți și Plavișevița, se întâlnesc două masive de gabbrouri, cel de la Luți și cel de la Plavișevița, separate prin masivul de serpentinite de la Tisovița.

Masivul de gabbrouri de la Luți este alcătuit preponderent din gabbrouri cu dialag și gabbrouri cu olivină. În ansamblu are textură masivă și structură variată de la microgabbrouri până la gabbrouri cu fenocristale. Se întâlnesc, de asemenea, separații leucocrate (plagioclazite și diallagite). Întregul masiv este străbătut de filoane de aplită, lamprofire și porfire cuarțifere.

Masivul de gabbrouri de la Plavișevița se desenează ca o fâșie îngustă orientată nord-sud străbătând Cristalinul de Corbu; prezintă o textură foarte variată de la gabbrouri masive până la varietăți șistoase metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, încât capătă aspect de veritabile metagabbrouri.

Masivul de serpentinite de la Tisovița este cuprins între cele două masive de gabbrouri și Cristalinul de Poiana Mraconia; este format, în principal, din serpentinite la care se adaugă separații de piroxenite, plagioclazite și gabbrouri.

I. Bercia interpretează ansamblul de roci ultrabazice și gabbrouri ca având originea într-o magmă primară, dar care a suferit procese de diferențiere gravitațională. Topitura reziduală s-a injectat pe flancurile corpului de ultrabazite consolidat inițial, dând corpurile de gabbrouri. Autometamorfismul care a produs și serpentinizare, în etapa hidrotermală a generat azbest, talc, crizotil etc. care ocupă fisurile.

Vârsta paleozoică a masivelor de roci bazice și ultrabazice se apreciază ținându-se seamă de faptul că acestea străbat Cristalinul de Corbu.

Semnificația geotectonică a masivelor de bazite și ultrabazite este mai greu de apreciat. Acestea ar putea să reprezinte, crede M. Săndulescu, un fragment de crustă oceanică legată de procese riftogene prealpine puțin cunoscute, însă și aceasta este o supoziție.

Învelișul sedimentar

După tectogeneza sudetă, când s-a realizat un echilibrul tectonic, domeniul danubian a cunoscut o primă fază de acumulare în Neocarbonifer și în Permianul timpuriu. În această situație, depozitele prealpine pot fi interpretate ca reprezentând molasa hercinică. În Neocarbonifer au predominat condiții favorabile acumulărilor de tip paralic, iar în Permian,

pe lângă acumulările continental-lacustre, au intervenit și produsele unei activități vulcanice predominant explozive. Învelișul sedimentar prealpin s-a conservat pe arii limitate, în cea mai mare parte fiind îndepărtat de eroziune în timpul exondărilor ulterioare.

În ciclul alpin, cea mai mare parte din domeniul danubian redevine arie submersă. Sedimentele s-au acumulat în mai multe zone dispuse longitudinal, care evoluau ca depresiuni, fiind separate între ele prin zone de ridicare, temporal emerse, și anume: Zona Svinița-Svinecea, Zona Presacina și Zona Cerna-Jiu (fig. 8.2).

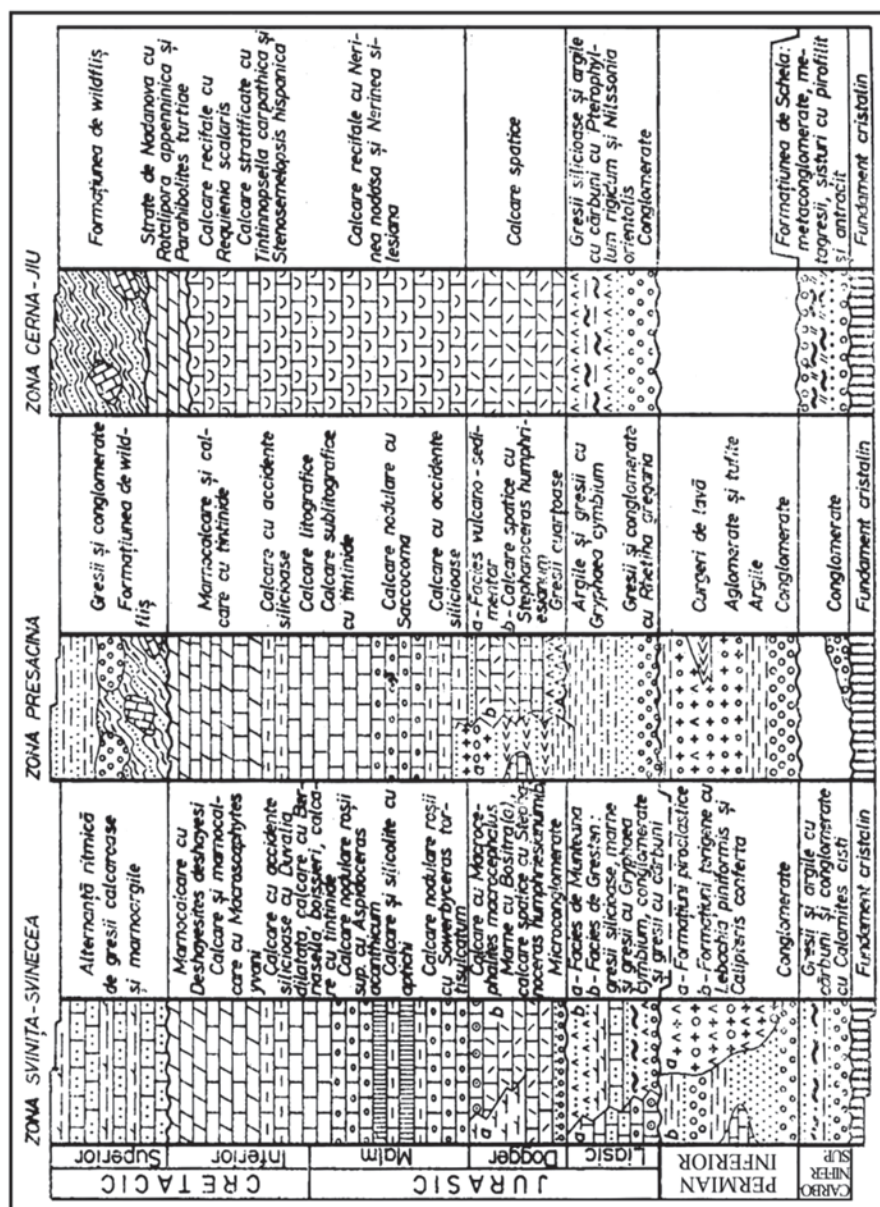


Fig. 8.2. Coloane stratigrafice sintetice de corelare în Autohtonul danubian