I. EVOLUŢIA GEOTECTONICĂ A DOMENIULUI CARPATIC

Orogenul Carpatic s-a format în ciclurile distensiv–compresiv ale bazinului geosinclinal carpatic***,*** deschis în Triasic. Acest bazin avea o poziţie pericratonică, fiind situat, spre deosebire de cel nord-dobrogrean, într-o zonă de margine a plăcii euroasiatice. A funcţionat până în tectogenezele târzii ale orogenezei alpine. În urma evoluţiei acestui geosinclinal pe teritoriul ţării noastre s-au format, morfostructurile Orogenului Carpatic, care ocupă mai mult de jumătate din suprafaţa ţării. Marginile estică şi sudică (externe) peste care se suprapune în prezent aria subcarpatică, fac parte din Orogenul Carpatic.

Separarea unităţilor morfostructurale ale Carpaţilor româneşti s-a făcut prin prisma a două criterii: ***unul geotectonic*** şi ***unul bazinal****.*

Divizarea geotectonică se bazează pe criteriul vârstei tectogenezelor care au condus la formarea marilor ansambluri structurale şi pe faptul că elementul de simetrie al catenei este reprezent de ***sutura majoră tethysiană***. În funcţie de vârstă, se disting ***tectogenezele cretacice*** ale căror „produse" tectonice (unităţi tectonice; pânze de şariaj) se numesc ***dacide*** şi ***tectogenezele neozoice*** ale căror „produse" se numesc ***moldavide*****.**

Celălalt criteriu de discriminare al unitaţilor carpatice, ***cel bazinal***, îl constituie morfologia bazinului de sedimentare şi poziţia domeniilor de sedimentare în bazin. Acestea se modifică în timp, datorită transformărilor tectogenetice. În acest sens rezultă: ***zona cristalino – mesozoică, domeniul flişului*** (cu flişul intern şi flişul extern), ***domeniul de molasă şi depresiunile molasice postectonice.***

În *geosinclinalul carpatic,* începând din Triasic, s-au produs procese de sedimentare pe scoarţele continentale şi oceanice ale bazinului şi procese magmatice. Stratele şi corpurile de roci nou formate (sedimentare şi magmatice), împreună cu cele cristaline, magmatice şi sedimentare ale scoarţelor din fundamentul bazinului (mai vechi), au fost „*remodelate*" în tectogenezele alpine cretacice şi neozoice, rezultând *structura Orogenului Carpatic.*

În legătură cu dinamica plăcilor, *procesele din zonele de subducţie* au determinat formarea aliniamentelor de corpuri subvulcanice şi a catenelor vulcanice carpatice alcătuite din roci magmatice acide şi intermediare, iar *procesele din zonele de expansiune* au avut ca efect formarea aliniamentelor de corpuri alcătuite din roci bazice şi ultrabazice.

Procesele orogenetice carpatice se grupează conform *modelului Wilson-Reading,* în două cicluri:

1. Ciclul distensiv**.** În aceast timp se fragmentează scoarţa sialică (continentală) şi se deschide în Permian-Triasic), într-o poziţie vestică, *riftul transilvan (tethysian)*. Mai târziu, în Jurasic, se deschide spre est *riftul dacidelor externe* (Fig. 1, 2, 3). Poziția aliniamentelor morfotectonice este precizată în raport cu poziția geografică actuală a unităților morfostructurale care alcătuiesc teritoriul României.

Riftul transilvan corespunde cu domeniul de formare al *Dacidelor transilvane (transilvanide)*. Acestea aflorează în Apusenii sudici (simici), de unde se continuă spre nord în subasmentul Depresiunii Transilvaniei, apoi în zona flişului transcarpatic şi a klippelor pienine, până în Carpaţii Nordici. Aliniamentul se continuă spre vest, în Alpi. Spre sud se dezvoltă în zona Vardarului, unde se interpune între dinaride şi alpide. Riftul separă domeniul *dacidelor interne* (cristalinul Apusenilor nordici = Apuseni sialici) de domeniul *dacidelor mediane* (zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali şi cristalinul getic şi supragetic al Carpaţilor Meridionali). În această perioadă, în domeniile de sedimentare instalate în zona rifturilor transilvan şi extern au loc efuziuni de lave bazaltice ofiolitice, iar în zonele limitrofe rifturilor afectate de procesele de distensiune, se formează corpuri de roci magmatice alcaline.

Riftul dacidelor externe poate fi urmărit în Carpaţii Orientali pe un aliniament plasat în faţa zonei cristalino-mezozoice, fiind marcat de depozitele flișului negru, de Ceahlău și Bobu. În Carpaţii Orientali, *Dacidele externe* separă domeniul *dacidelor mediane* de domeniul *moldavidelor (pânzele flişului* şi *pânza subcarpatică)*. În sud, în Carpaţii Meridionali, riftul fragmentează scoarţa sialică (continentală), delimitând domeniul getic de domeniul danubian. În bazinul de sedimentare deschis se acumulează depozitele Pânzei de Severin.

Riftul dacidelor externe separă în Carpaţii Meridionali domeniul *dacidelor mediane (cristalinul getic* şi *supragetic)* de domeniul *dacidelor marginale (cristalinul danubian).*

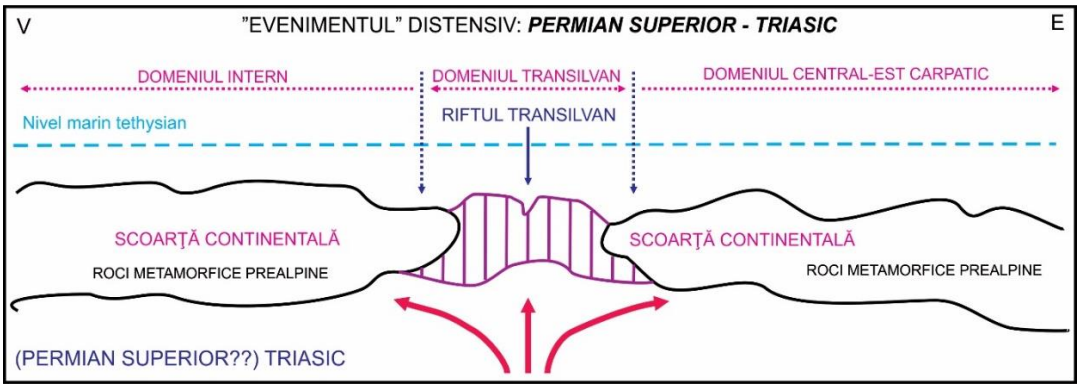


Fig. 1. Deschiderea riftului transilvan și configurarea domeniului transilvan (Carbonifer-Triasic)

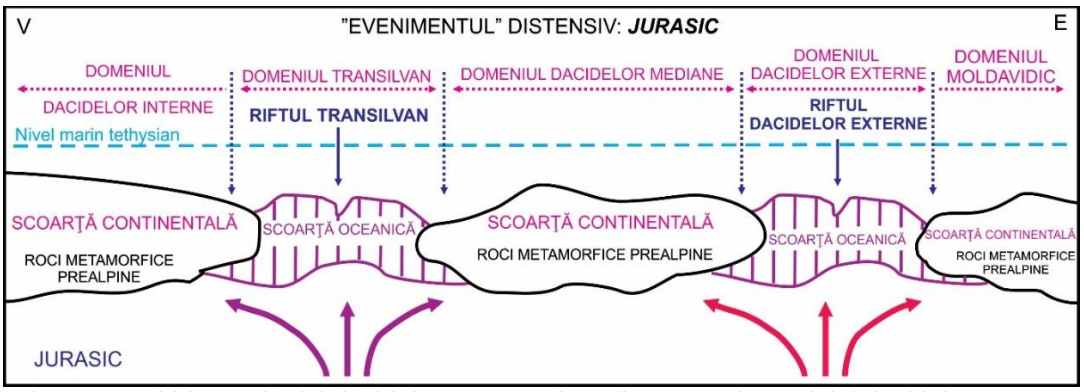


Fig. 2. Deschiderea riftului dacidelor externe și configurarea domeniului dacidelor externe

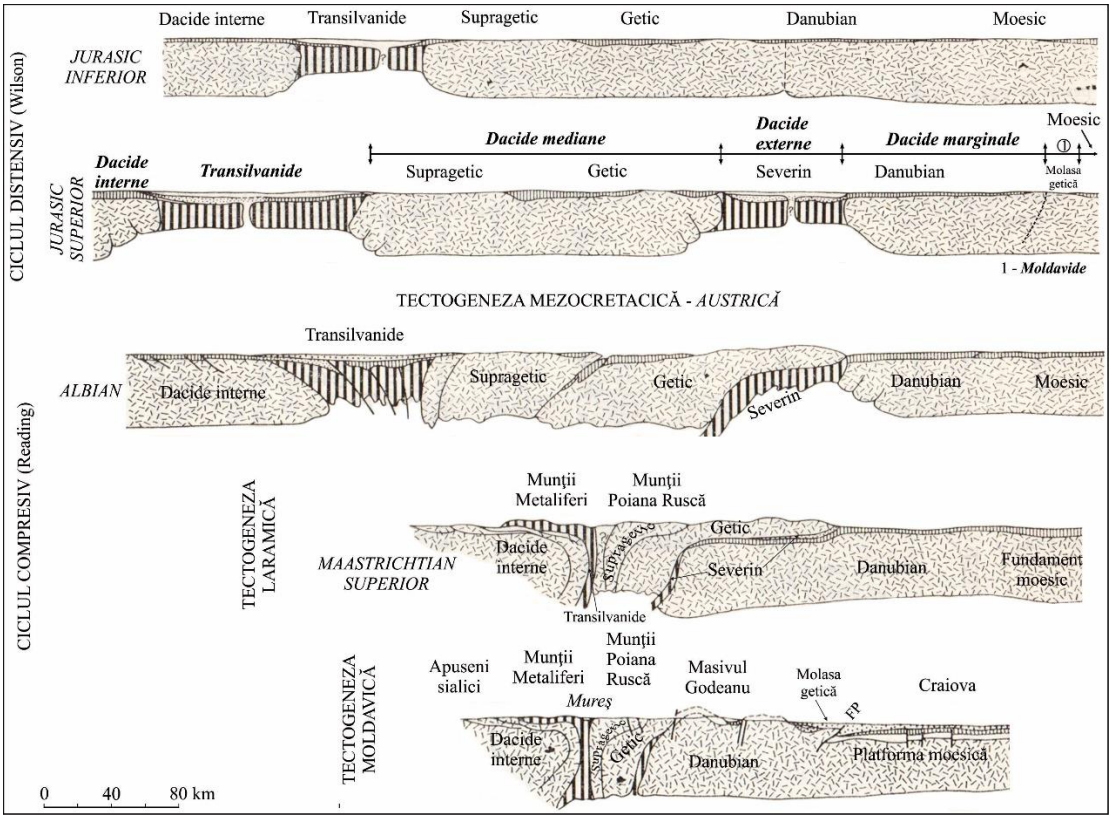


Fig. 3. Structogeneza domeniilor morfotectonice în Carpații Meridionalicarpatică (prelucrat după Săndulescu, 1984)

2. Ciclul compresiv. Închiderea zonelor oceanice după două paleoplane de consum Benioff (zone de subducţie) plasate, unul în faţa estică a Apusenilor şi unul în faţa Carpaţilor Orientali, are loc începând din Cretacicul inferior, mai timpuriu în zona vestică. Cele două aliniamente de consum au determinat un vulcanism acid de subducţie, atât în Carpaţii Meridionali şi Apuseni (vulcanismul banatitic: Cretacic superior-Paleocen), cât şi în Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni (catenele vulcanice neogene) (Fig. 3, 4, 5).

Schematic, etapele de formare ale morfostructurilor în ciclul compresiv sunt următoarele (Fig. 4, 5, 6):

- *În Cretacicul inferior (Neocomian)* – se iniţiază subducţia, geosinclinalul intrând în consum;

- *În Cretacicul mediu (Apţian-Albian) - au loc tectogenezele austrice*, formându-se *sutura majoră tethysiană (transilvană)*; se înalţă şi se realizează structura în pânze de şariaj a *Dacidelor transilvane, Dacidelor interne* şi *Dacidelor mediane*; de asemenea se cutează şi se realizează structura internă în domeniile *dacidelor externe şi marginale.*

Corespunde geomorfologic cu Apuseni sudici, Apusenii nordici, munţii alcătuiţi din formaţiunile cristalino-mezozoice ale Carpaţilor Orientali şi munţii alcătuiţi din cristalinul și sedimentarul danubian, getic şi supragetic din Carpaţii Meridionali;

- *În Cretacicul superior (Senonian superior) - are loc tectogeneza laramică***,** când se produce *sutura externă* şi şarierea domenilor spre est în Carpaţii Orientali, spre sud în Carpaţii Meridionali şi spre NNV în Munţii Apuseni. În acest timp se edifică structura majoră dacidică (lanţurilor montane alcătuite din roci cristaline şi terenurile sedimentare vestice din Carpaţii Orientali). De asemenea sunt înălţate şi şariate peste zonele estice şi sudice *Dacidele externe*. Acestea formează partea vestică a flişului din Carpaţii Orientali (Pânza flişului negru, Pânza de Ceahlău, Pânza de Bobu) şi flişul Pânzei de Severin, "prins" între Autohtonul Danubian şi Dacidele mediane ale Carpaţii Meridionali (Dacidele mediane = pânzele getice şi supragetice).

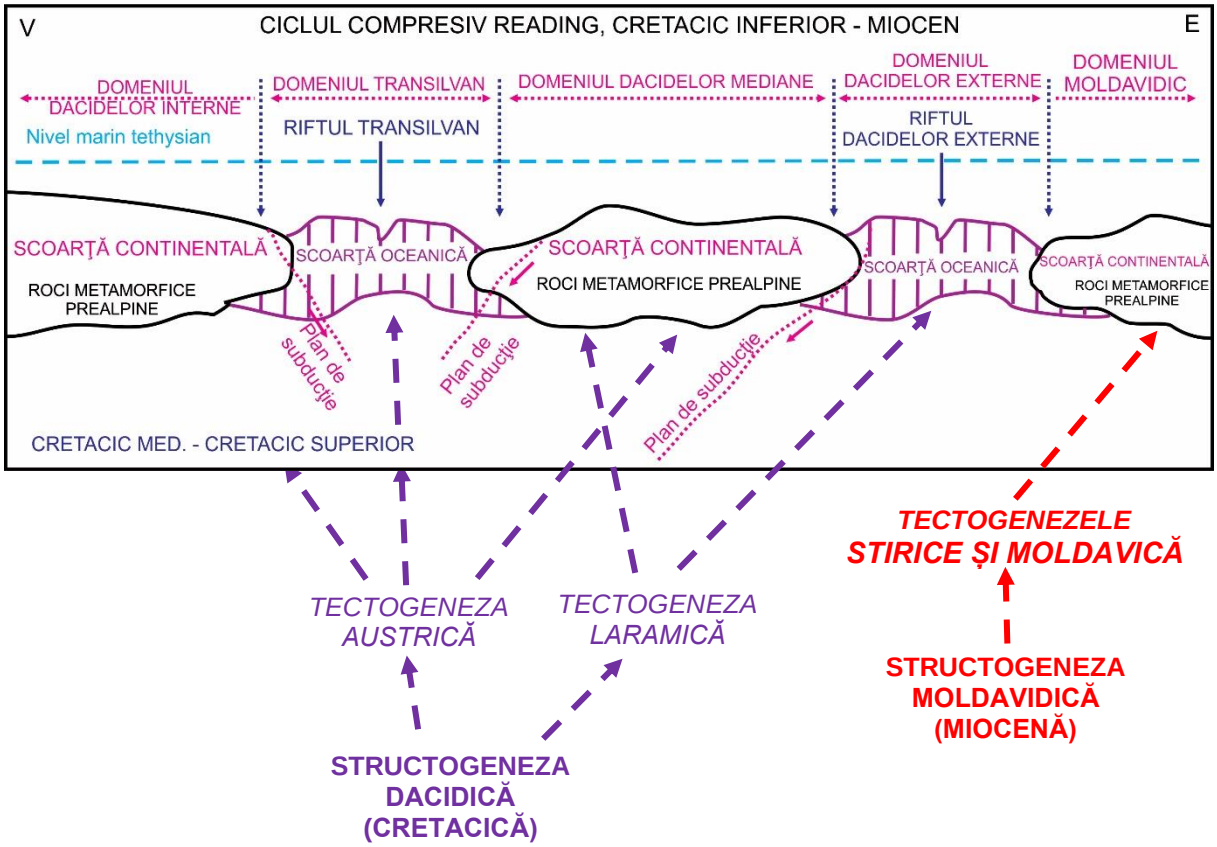


Fig. 4. Structogeneza carpatică și domeniile morfostructurale majore (prezentate în Fig. 5-6)

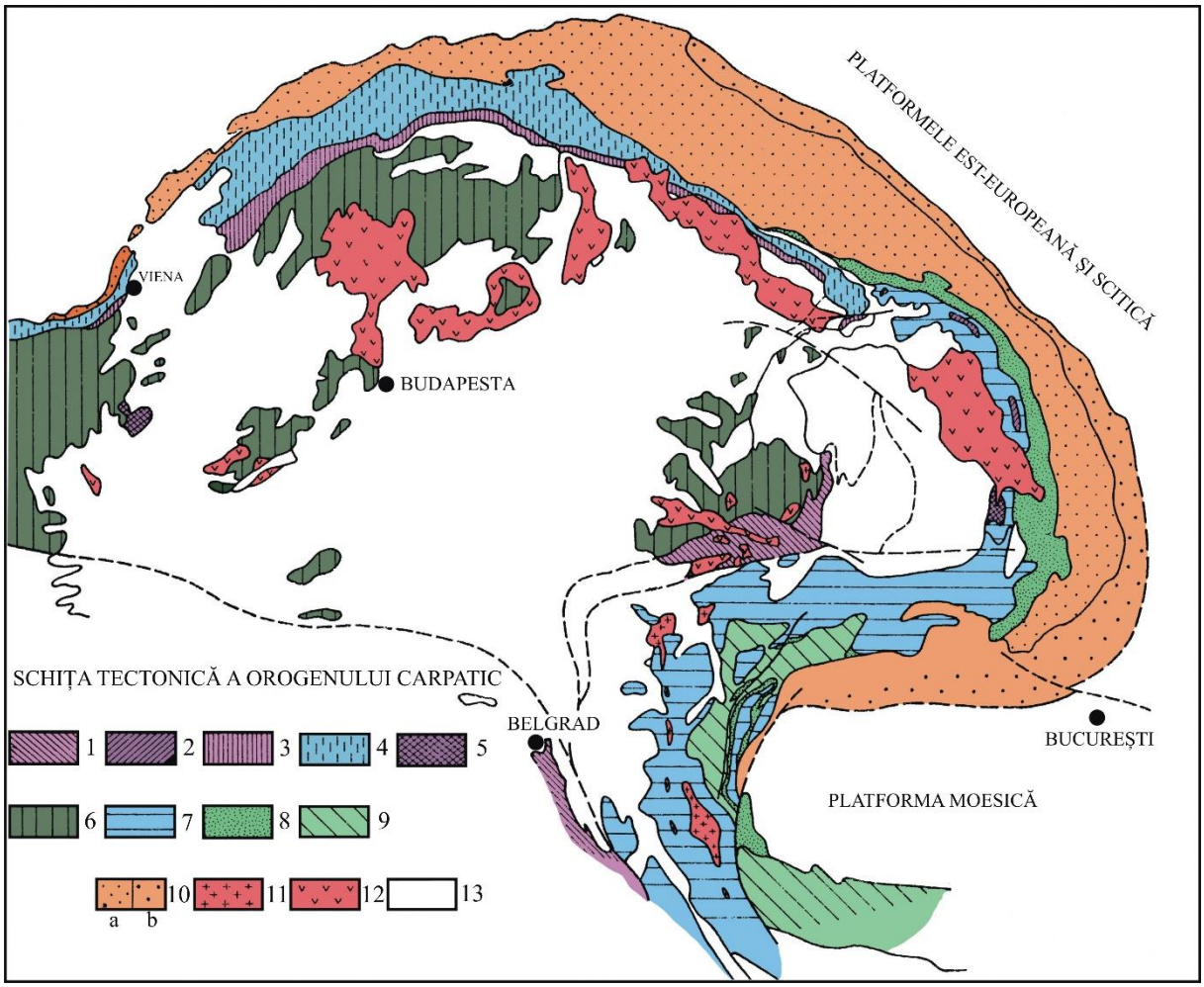


Fig. 5. Schița tectonică a Orogenului Carpatic (prelucrat după Săndulescu, 1984)
1 - Transilvanide și Vardar; 2 - Pânzele Transilvane; 3 - Pienide; 4 - Pânza de Măgura; 5 - Piemontais (fereastra tectonică Rechnitz); 6 - Dacidele interne și Austroalpin; 7 - Dacide mediane; 8 - Dacide externe; 9 - Dacide marginale; 10 - Moldavide (a - zona flișului ; b - molasa); 11 - Arc magmatic paleocen (banatite); 12 - Arc magmatic neogen; 13 - Depresiuni molasice și cuverturi postectogenetice.

- *În Neozoic* au loc o serie de tectogeneze, dintre care cele miocene au jucat rolul cel mai important în realizarea stucurii Orogenului Carpatic (*stirică veche* - din Burdigalian; *stirică nouă* - din Badenian; *moldavică* – din Volhinian). Acestea au avut efecte diferite în cele trei unităţi carpatice. În Carpaţii Orientali au cutat şi apoi şariat moldavidele împreună cu dacidele peste zonele de vorland ale Platformei Moldoveneşti, în avanfosa getică au cutat slab sedimentele depuse în bazinul postlaramic şi au şariat spre sud, peste domeniul de platformă, Orogenul Meridionalilor. În Munţii Apuseni nu au avut efecte majore.

În legătură cu dinamica plăcilor, *procesele din zonele de subducţie* au determinat formarea aliniamentelor de corpuri subvulcanice şi a catenelor vulcanice carpatice alcătuite din roci magmatice acide şi intermediare, iar *procesele din zonele de expansiune* au avut ca efect formarea aliniamentelor de corpuri alcătuite din roci bazice şi ultrabazice.

Începând cu sfârşitul Cretacicului, în anumite sectoare interne din Orogenul Carpatic, concomitent cu acţiunea compresivă datorată procesului de subducţie, se produce o „relaxare” (distensiune) în zonele din spatele frontului orogenic. Astfel au luat naştere *bazinele molasice posttectonice* (Depresiunea Transilvaniei, Depresiunea Carei-Timişoara, depresiunile interne din Carpaţii Orientali şi Meridionali şi Munţii Apuseni).

La limita Pliocen-Pleistocen a avut loc *tectogeneza valahă* care a avut efecte, mai ales, asupra stucturiilor carpatice situate la sud de Trotuş. Astfel, s-au înălţat unele sectoare ale

Carpaţilor Meridionali cu peste 1000 m şi a fost cutată la sud de Trotuş molasa postectonică a Carpaţilor Orientali şi Meridionali.

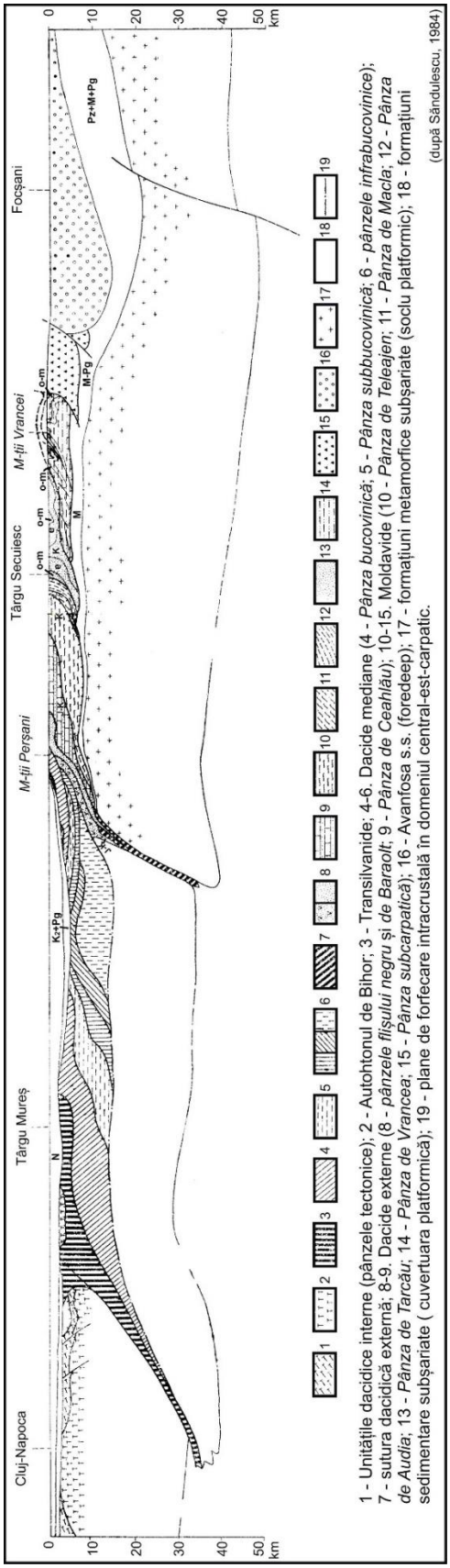


Fig. 6. Profil geologic transversal E-V prin structurile carpatice ale teritoriului României (după IGG; Săndulescu, 1984)

În *Cuaternar* teritoriul României devine în cea mai mare parte uscat, în zonele sudice şi sud-estice păstrându-se o vreme mai îndelungată o serie de lacuri. Depozitele formate sunt de natură continentală şi continental-lacustră, acestea evoluând sub un climat glaciar sau periglaciar.

Prezentarea unităţilor Orogenului Carpatic va fi sistematizată în felul următor:

- Morfostructurile Catenei Carpatice:
  - *Orogenul Carpaților Orientali*;
  - *Orogenul Carpaților Meridionali*;
  - *Orogenul Munților Apuseni*.
- Bazinele molasice postectonice:
  - *Depresiunea Transilvaniei*;
  - *Depresiunea Carei-Timişoara*.

II. OROGENUL CARPAŢILOR ORIENTALI

Pe continentul european ***Catena carpatică*** reprezintă o unitate geomorfologică semnificativă, care încep de la culoarul Viena - Bratislava (traversat de Dunăre) şi ajung în Valea Timocului (la sud de Dunăre). Au o lungime de cca. 1500 km şi o suprafaţă de 170000 km^2. Aceste valori îi aşează pe locul I în Europa, secondaţi de Alpi cu o lungime de 1000 km şi o suprafaţă de 140000 km^2.

Carpaţii sunt divizaţi în trei sectoare geomorfologice bine puse în evidenţă: Carpaţii Nord-Vestici, Carpaţii de Mijloc şi Carpaţii Sud-Estici. Aceştia din urmă au o pondere de 54% din lanţul carpatic şi se dezvoltă aproape în totalitate pe teritoriul României.

Pe teritoriul României, în cadrul Catenei carpatice, au fost separate unităţi fizico-geografice de ordinul III, denumite în raport cu poziţia faţă de Depresiunea Transilvaniei: *Carpaţii Orientali*, *Carpaţii Meridionali* şi *Carpaţii Occidentali*.

În ce priveşte limitele dintre aceste unităţi, trebuie să precizăm că analiza structurilor geologice prin prisma elementelor de tectonică globală şi evoluţia bazinelor de sedimentare, pledează pentru următoarea divizare în limite care nu corespund cu cele fizico-geografice. Astfel s-au separt:

- Orogenul Carpaţilor Orientali - între frontiera de nord şi Valea Prahovei;
- Orogenul Carpaţilor Meridionali - între Valea Prahovei, Dunăre şi Culoarul Mureşului, incluzând şi Munţii Banatului şi Poiana Ruscă;
- Orogenul Munţilor Apuseni - la nord de Culoarul Mureşului.

Unităţile carpatice româneşti prezintă din punct de vedere gelogic nişte particularităţi, care s-au reflectat în trăsăturile morfometrice şi morfografice ale acestora. Astfel:

- în Carpaţii Orientali există o zonă tipică de fliş, în Carpaţii Meridionali s-a dezvoltat o zonă redusă de fliş, iar în Munţii Apuseni s-a dezvoltat un fliş atipic;
- în toate cele trei unităţi există resturi ale scoarţelor oceanice, reprezentate de complexele de roci ofiolitice (roci bazice şi ultrabazice);
- în toate cele trei segmente carpatice se găsesc produse ale vulcanismului de subducţie, acid şi intermediar: aliniamentul de corpuri subvulcanice banatitice, de vârstă cretacic superior - paleocenă (magmatismul laramic manifestat în Carpaţii Meridionali şi Munţii Apuseni); catenele vulcanice neogene din Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni.

Particularităţile evoluţiei geotectonice şi bazinale a Orogenului Carpaţilor Orientali, a avut drept consecinţă formarea unităţilor morfostructurale majore, dezvoltate longitudinal pe direcţia NNV-SSE (Fig. 1):

- Zona cristalino-mesozoică alcătuită din dacidele mediane ocupă partea mediană a Orogenului est-carpatic, reprezentând axul de simetrie al acestuia;
- Zona flişului est-carpatic alcătuită din dacidele externe şi parţial din moldavide; zona flişului este separtă în concepţia clasică în două subzone: ***flişul intern*** - în partea de vest, reprezentat de pânzele: *Pânza flişului negru*, *de Ceahlău*, *de Baraolt*, *de Bobu* (dacide externe) şi pânzele *de Teleajen* şi *Macla* (moldavide) şi ***flişul extern*** - în partea de est, reprezentat de pânzele *de Audia*, *Tarcău* şi *Vrancea* (moldavide);
- Zona flişului transcarpatic situat la vest de axul cristalino-mesozoic, care corespunde cu zona pienidelor (continuarea nordică a transilvanidelor);
- Zona de molasă care încheie spre est domeniul moldavidic, reprezentată de depozitele *Pânzei subcarpatice* (moldavide);
- Zona vulcanitelor neogene formată în urma erupţiilor vulcanice din Badenian-Pleistocen, în legătură cu subducţia domeniului de platformă est-european sub Orogenul Carpatic;
- Depresiunile posttectonice interne: Maramureş, Vatra Dornei, Borsec, Bilbor, Drăgoiasa-Glodu, Ţibău, Gheorgheni-Ciuc, Braşov, Comăneşti.

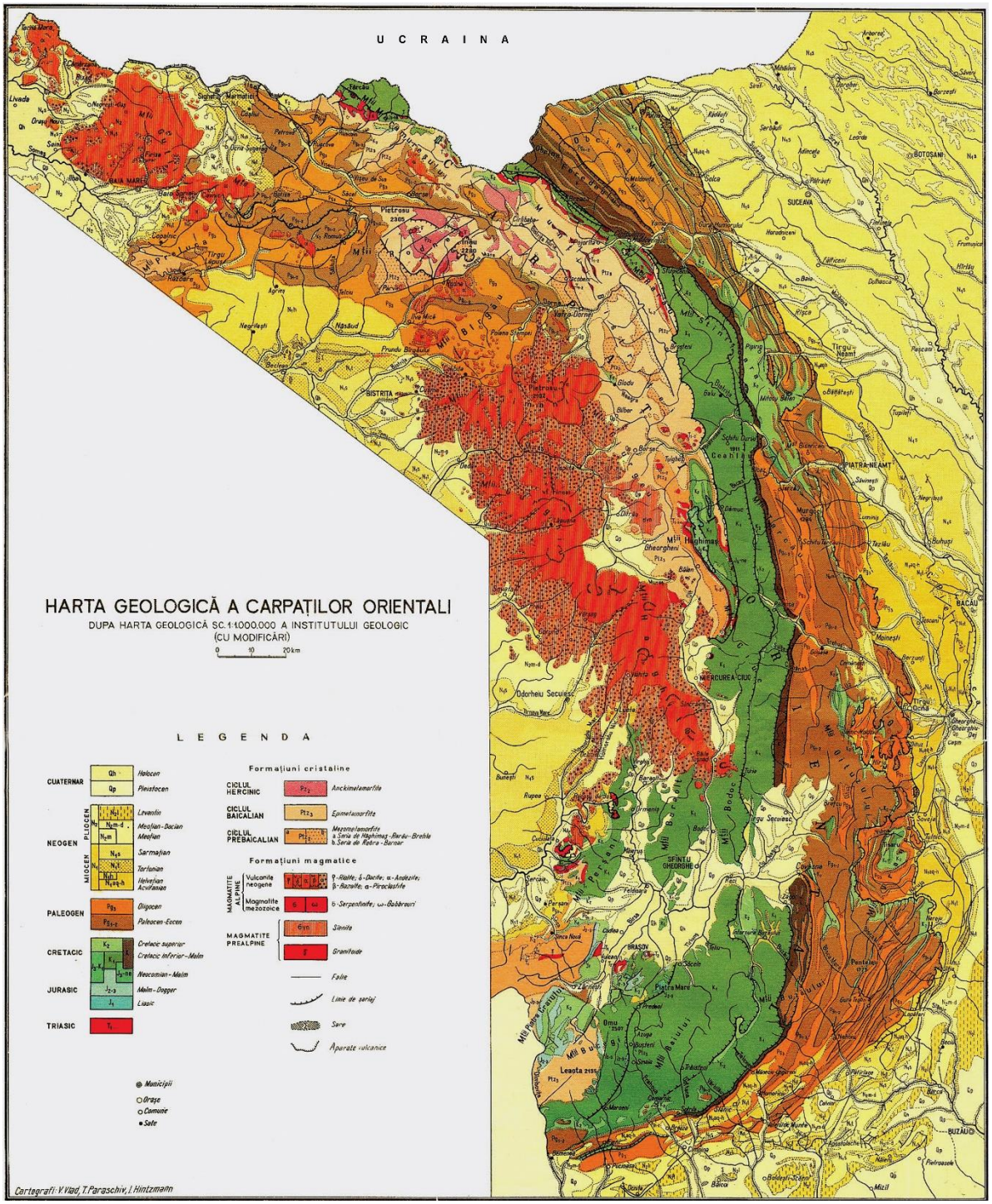


Fig. 1. Harta geologică a Carpaților Orientali (după Mutihac și Ionesi, 1974)

1. DOMENIUL CRISTALINO-MESOZOIC (DACIDELE MEDIANE)

Zona cristalino-mesozoică alcătuieşte axul central al Carpaţilor Orientali, formând substratul munţilor Maramureş, Rodnei, Bistriţei Aurii (Suhard, Culmea Ţapului, Obcina Mestecănişului), Rarău, Giumalău, Bistriţei Mijlocii, Giurgeu, Hăghimaş şi Perşani. Din punct de vedere geotectonic este alcătuit din dacide mediane (Fig. 1).

1. Delimitare

- *la nord* - frontiera de stat, însă se continuă în Ucraina, în Masivul Rahova;
- *la sud* - culoarul Vlădeni din sudul Munţilor Perşani grefat pe traseul faliei sud-transilvană, separă Zona cristalino-mesozoică a Carpaţilor Orientali de cristalinul Făgăraşului;
- *la vest* - Zona cristalino-mesozoică est-carpatică este acoperită de flişul transcarpatic (în vestul Munţilor Maramureşului). Începând din Bazinul Dornelor, cristalinul este fragmentat de edificiul vulcanic Călimani - Gurghiu - Harghita, aflorând din nou în Munţii Perşani. Astfel se separă compartimentul moldav în nord și compartimentul Perșani în sud;
- *la est* – Zona cistalino-mesozoică este şariată peste zona flişului intern. Vine în contact de-a lungul planului de şariaj central-carpatic (falia central-carpatică) cu dacidele externe, iar în Valea Moldovei șariajul depășește dacidele externe acoperind și partea vestică a moldavidelor.

2. Stratigrafia

Din punct de vedere litostratigrafic se separă *formaţiunile cristaline de soclu, prealpine* şi o *cuvertură sedimentară mesozoică*. Cuvertura sedimentară este alcătuită la rândul ei dintr-o *serie autohtonă* şi o *serie alohtonă*. Din punct de vedere sedimentogenetic și tectogenetic, în bazinului central-est carpatic se separă *compartimentul moldav* între Tisa şi Ciuc şi *compartimentul Perşani* în sud.

2.1. Soclul cristalin

Litostratigrafic, soclul cristalin este alcătuit din formaţiuni mezo- şi epimetamorfice extinse pe intervalul Proterozoic mediu - Carbonifer inferior (Fig. 2, 3).

Grupurile (seriile) mezometamorfice

Acestea sunt de vârstă Proterozoic mediu - Proterozoic superior, fiind alcătuite după cum urmează:

1. <u>*Grupul de Bretila*</u> - litologic este caracterizat de amfibolite, gnaise, gnaise oculare (de Rarău, de Prisecani, de Rebra, de Anieş), granulite şi intruziuni de corpuri de granitoide. Vârsta este Proterozoic mediu (1660 mil. ani);
2. <u>*Grupul de Rebra*</u> - este format în bază din roci gnaisice şi micaşisturi, în partea mediană din calcare cristaline şi la partea superioară din micaşisturi cuarţitice. Vârsta este Proterozoic superior (800 mil. ani);
3. <u>*Grupul de Negrişoara (= Formaţiunea de Pietrosu Bistriţei)*</u> - este alcătuită din micaşisturi, paragnaise cuarţitice, gnaise şi roci carbonatice, în partea inferioară, iar la partea superioară din ganise porfiroide de Pietrosu (gnaise cu fenocristale de cuarţ violaceu şi ochiuri de albit, provenite prin metamorfozarea unor lave şi tufuri foarte variate). Vârsta este Proterozoic superior (675 mil. ani).

Grupurile (seriile) epimetamorfice

4. <u>Grupul de Tulgheş</u> - este divizată în 4 formaţiuni litologice, fiind alcătuit din cuarţite muscovitice, şisturi sericito-cloritoase în bază, peste care se dispun roci grafitoase (cuarţite negre grafitoase, şisturi cu grafit), care cantonează mineralizaţiile exploatabile de mangan din Carpaţii Orientali.

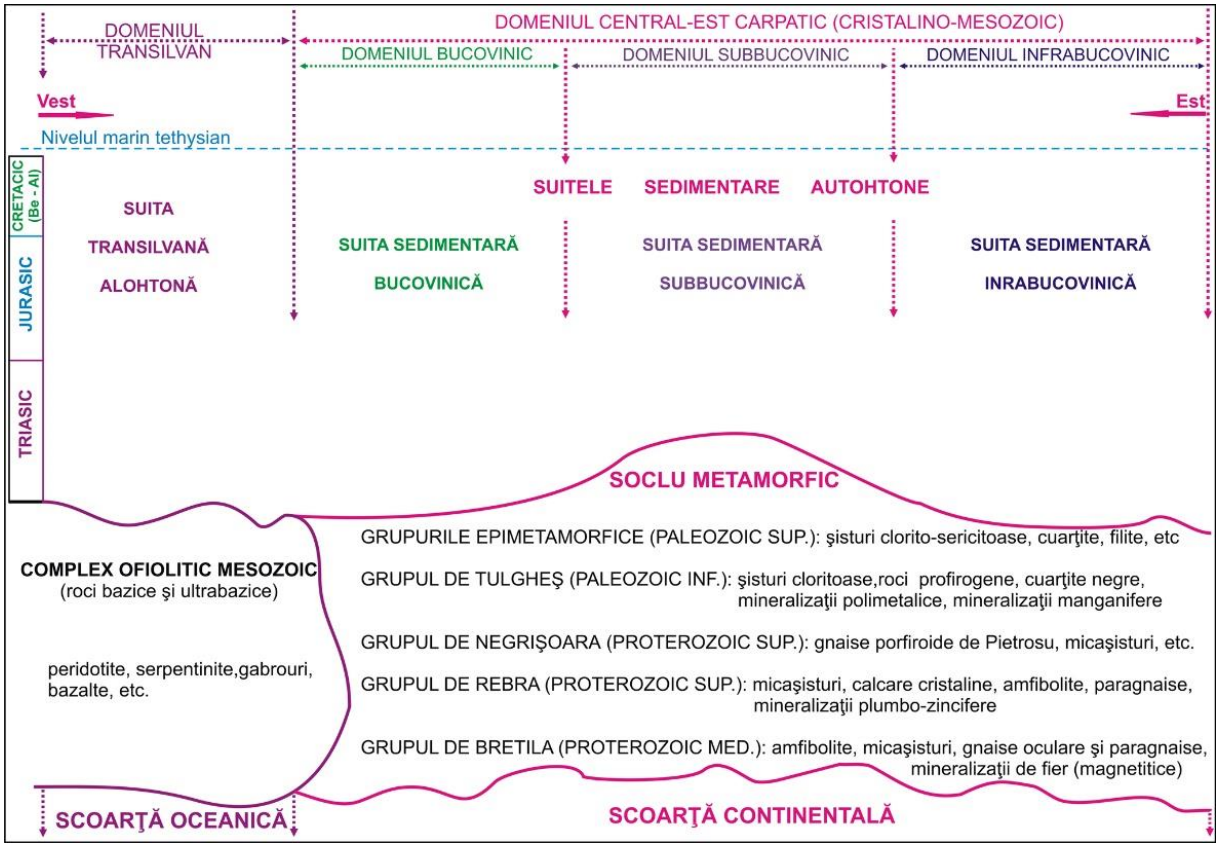


Fig. 2. Litostratigrafia scoarțelor continentală și oceanică pe care au constituit fundamentul bazinelor de sedimentare central-est carpatic și transilvan

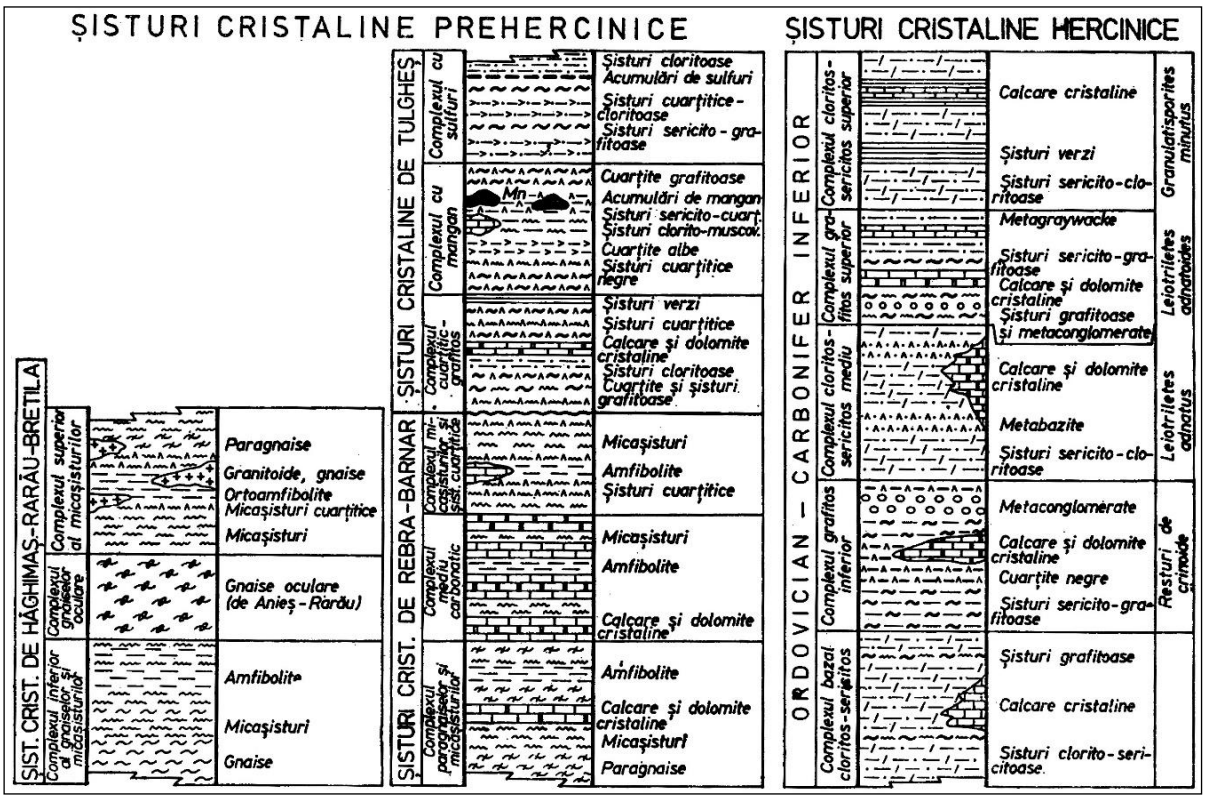


Fig. 3. Coloane litologice ale grupurilor cristaline din soclu (din Mutihac, 1990)

Urmează în continuare o formaţiune cu roci porfirogene (cuarţite, şisturi sericitoase şi cloritoase, roci porfirogene = metatufuri), în care se găsesc mineralizaţiile de sulfuri din cristalinul Carpaţilor Orientali. Succesiunea se încheie cu cuarţite filitoase, şisturi verzi tufogene, calcare cristaline. Vârsta formaţiunii corespunde cu partea inferioară a ciclului orogenetic caledonian, încadrându-se în intervalul Cambrian - Ordovician inferior (550 – 420 mil. ani).

5. Grupul de Rodna - în acest grup au fost cuprinse seriile ankimetamorfice de vârstă Silurian - Carbonifer inferior, metamorfozate în ciclurile caledonic şi hercinic (Repedea și Cimpoiasa - aflorează în munţii Rodnei, Rusaia - aflorează munţii Rodnei şi Bistriţei). Litostratigrafia este foarte variată: şisturi sericitoase şi cloritoase, şisturi verzi slab grafitoase, metaconglomerate, cuarţite negre, cuarţite albe, calcare şi dolomite.

2.2. Cuvertura sedimentară mesozoică

Cuvertura sedimentră mesozoică este alcătuită din două suite: *una autohtonă* care a luat naștere în domeniul central est-carpatic, situată în partea inferioară a succesiunii şi *una alohtonă* formată în domeniul transilvan și adusă tectonic la partea superioară a eșafodajului, peste suita autohtonă (Fig. 4; 5; 6; 7).

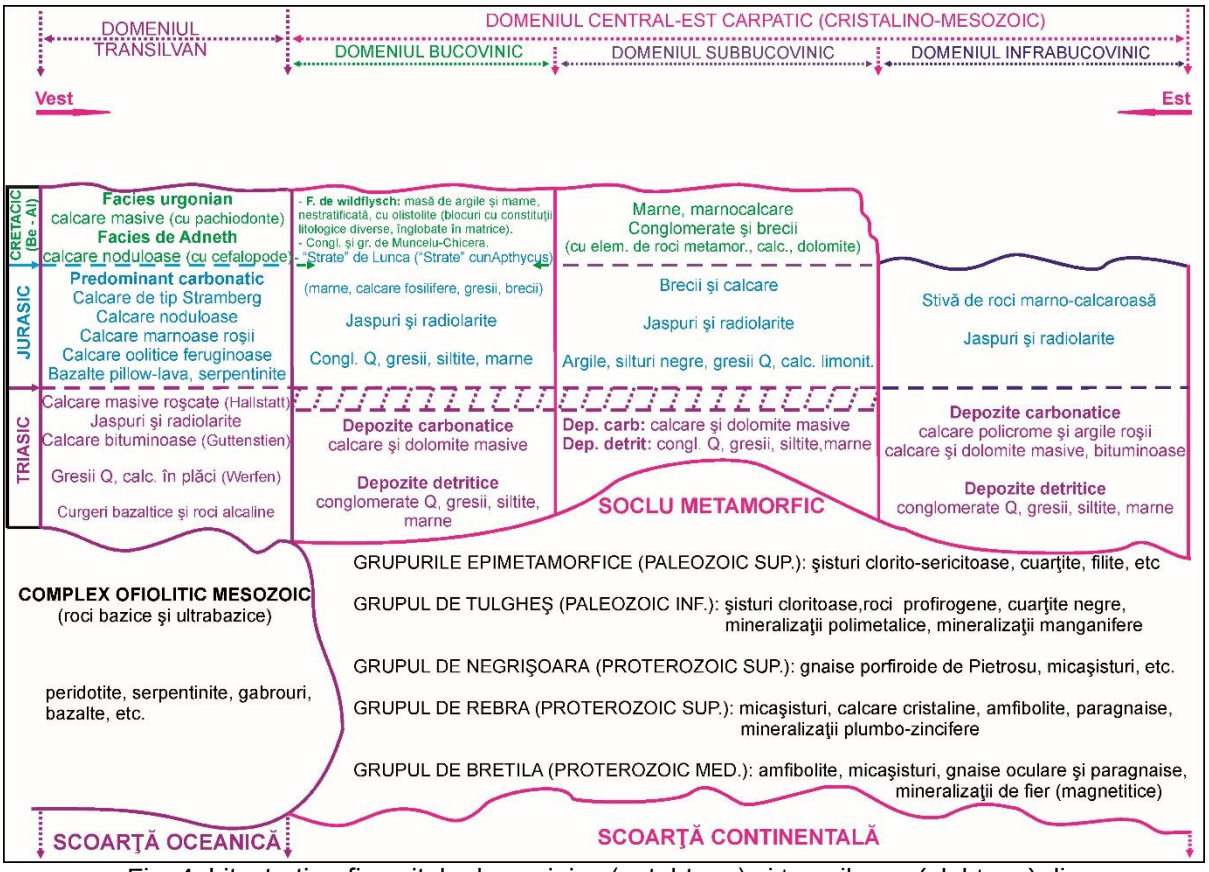


Fig. 4. Litostratigrafia suitelor bucovinice (autohtone) și transilvane (alohtone) din Zona cristalino-mesozoică a Carpaților Orientali

2.2.1. *Suita sedimentară autohtonă*

Depozitele acestei suite s-au format pe soclul cristalin continental mezo-epimetamorfic, spre deosebire de suita alohtonă care s-a acumulat într-o zonă mai vestică pe scoarţă continentală subţiată şi scoarţă oceanică, formată în zona riftului transilvan. Condiţiile batimetrice în bazin au fost diferite, rezultând 3 domenii diferite de sedimentare,

din care s-au format trei serii sedimentare. Vârsta suitei autohtone se extinde pe intervalul Triasic - Cretacic inferior (Fig. 4.

1. Domeniul bucovinic - situat în partea vestică a Bazinului central-est-carpatic, este caracterizat de adâncimi mari, favorizând formarea depozitelor pelagice de adâncime. În acest domeniu ia naştere *seria sedimentară bucovinică,* caracterizată de următoarea coloană litostratigrafică:

- Triasicul - în partea inferioară se acumulează depozite detritice: conglomerate cuarţoase şi gresii albe, cenuşi sau roşcate, siltite roşii şi cenuşii şi marne gălbui (Triasic inferior); peste acestea urmează depozite carbonatice: calcare litate, dolomite cenuşii masive, calcare cenuşii algolitice şi calcare roşi-gălbui (Triasic mediu);
- Jurasicul - în Jurasicul inferior şi mediu se acumulează gresii si calcare grezoase fosilifere, marne, calcare oolitice hematitice, calcare roşii în plăci, conglomerate, iar la partea superioară se dispun strate de jaspuri şi radiolarite (Liasic - Dogger). În Jurasicul superior (Malm) începe depunerea unei stive de roci stratificate alcătuită din marne, calcare sublitografice fosilifere, gresii calcaroase, cu denumiri locale („*Strate cu Apthycus*" - în Rarău, „*Strate de Lunca*" - în Hăghimaş, etc.);
- Cretacicul - Cretacicul inferior (Berriasian - Albian) încheie succesiunea autohtonă bucovinică. Se continuă acumularea "Stratelor" de Lunca, peste care se formează secvenţe detritice, cunoscute sub denumirea de „Conglomeratele şi gresiile de Muncelu" în Rarău şi „Conglomeratele de Chicera" în Hăghimaş (Neocomian - Barremian). Peste depozitele conglomeratice se dispune aşa-zisa „*Formaţiune de wildflysch*", alcătuită dintr-o masă de argile lipsite de stratificaţie în care sunt însedimentate olistolite (blocuri constituite din roci foarte variate litologic, de vârstă precretacică).

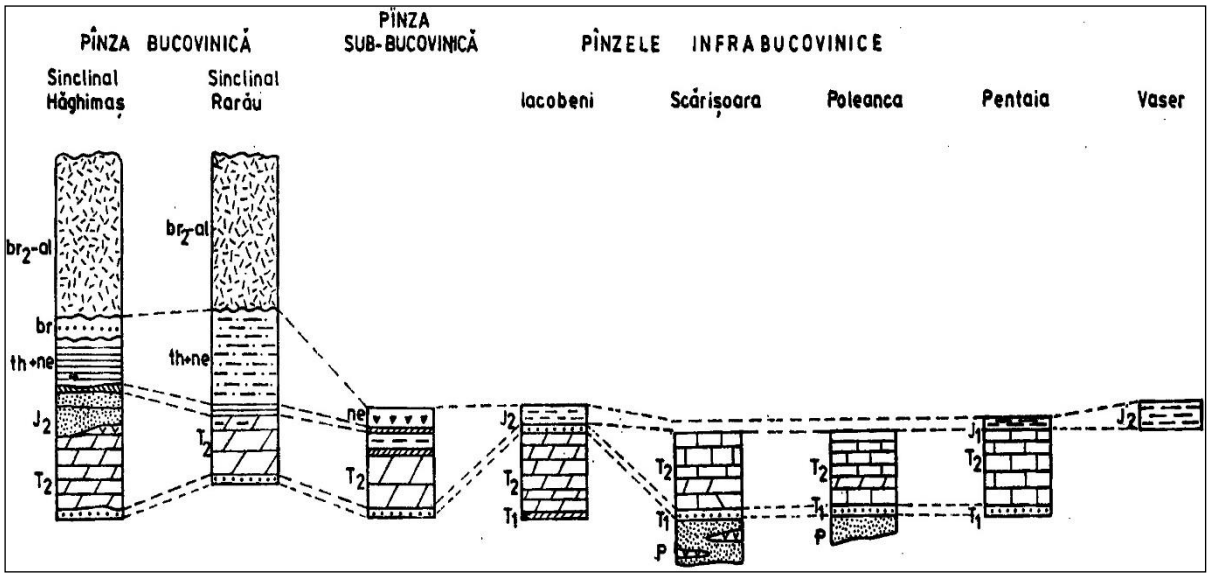


Fig. 5. Coloane litologice ale seriilor sedimentare autohtone (după Săndulescu, 1984)

Seria bucovincă a avut o extensiune generală peste soclul cristalin, însă, ulterior depunerii, în zona centrală Grinţieş (Bistriţa) din compartimentul moldav s-a produs o ridicare puternică a soclului şi cuvertura sedimentară mezozoică a fost îndepărtată prin eroziune. Astfel depozitele cuverturii s-au păstrat numai în două structuri sinclinale: *sinclinalul Rarău* - în partea nordică şi *sinclinalul Hăghimaş* - în partea sudică. De asemenea cuvertura s-a păstrat în compartimentul sudic, în Perşani;

2. Domeniul subbucovinic - în partea centrală a bazinului central-est-carpatic soclul a suferit o ridicare, individualizându-se un domeniu sedimentar de mică adâncime („*de rid*"). Acesta a fost supus mişcărilor de ridicare şi coborâre, astfel încât domeniul era adus frecvent în mediul subaerian, determinând întreruperi în coloana sedimentară. În acest domeniu a

luat naştere *seria sedimentară mesozoică subbucovinică,* caracterizată de următoarea coloană litostratigrafică:

- Triasicul - sedimentarea debuteză în Paleotriasic (Werfenian) tot cu depozite detritice: conglomerate cuarţitice, gresii cuarţoase cenuşi, siltite roşi şi cenuşii şi marne siltice. Peste acestea urmează în Triasicul mediu nivelul carbonatic cu dolomite litate, cenuşi sau negre, diacalzate, stratificate în bază şi cu dolomite masive, fine sau brecioase, cenuşii, diaclazate, la partea superioară. În Triasicul superior zona are o evoluţie continentală, formându-se paleorelieful triasic;
- Jurasicul - în Jurasicul inferior şi mediu se acumulează argile şi silturi negricioase, cu intercalaţii de calcare limonitice şi gresii cuarţitice albe, în bază, iar la partea superioară se dispun strate de jaspuri şi radiolarite . În Jurasicul superior (Malm) se depune o stivă de roci alcătuită din brecii şi subordonat calcare, echivalentă cu „*Stratele cu Apthycus*";
- Cretacicul - este caracterizat de alternanţe de marne, marnocalcare, conglomerate şi brecii cu elemente de roci cristaline, calcare şi dolomite;

3. Domeniul infrabucovinic - s-a individiualizat în partea estică a bazinului central-est-carpatic. Depozitele formate indică un mediu adânc, liniştit, în care s-au instalat periodic condiţii euxinice. Spre deosebire de celelalte două domenii, în Triasicul superior zona funcţiona ca bazin marin, acumulându-se argile roşii si calcare galben-portocalii şi roz. În acest domeniu s-a format *seria sedimentară infrabucovinică*, alcătuită din următoarea stivă litologică:

- Triasicul - în acest interval s-au acumulat în bază depozite detritice, peste care urmează calcare şi dolomite masive, cenuşii-negricioase, bituminoase, iar la partea superioară calcare policrome cu intercalaţii de argile roşii, de tip Suhărzel (afluent stânga al Bistriţei Aurii);
- Jurasicul este reprezentat de jaspuri şi radiolarite, peste care se dispun roci marno-calcaroase.

2.2.2. *Suita alohtonă*

Domeniul transilvan în care s-au acumulat depozitele acestei suite sedimentare a avut o poziţie mai vestică în raport cu domeniul central-est-carpatic, bazinul de sedimentare suprapunându-se peste scoarţa oceanică formată în riftul transilvan şi scoaţa continentală subţiată care intră în alcătuirea dacidelor mediane şi interne.

Depozitele formate şi faunele fosile cu amoniţi indică un mediu adânc. Specific pentru suita sedimentară transilvană este asocierea cu complexe de roci ofiolitice produse în zonele de rift. Depozitele se păstrează ca petice de rabotaj, lambouri de acoperire, olistolite în depozitele wildflyschului cretacic (la partea superioară a seriei bucovinice din Rarău, Hăghimaş şi Perşani). Sedimentarul alohton este preponderent calcaros şi foarte fosilifer (faunele cu amoniţii indică adâncimii mai mari decât în domeniile bucovinice). Coloana litostratigrafică este alcătuită în felul următor:

- Triasicul - formaţiunile triasice din sinclinalele Rarău şi Hăghimaş sunt de vârstă triasic inferioară și medie (Triasicul superior lipseşte ca şi în domeniile bucovinic şi subbucovinic), iar în Perşani este prezent şi Triasicul superior.

Litologic, în bază apar depozite în faciesul „stratelor de Werfen", cu calcare în plăci, gresii cuarţoase albe, peste care se dispun calcare negre bituminoase (faciesul „*calcarelor de Guttenstein*"), jaspuri şi radiolarite şi la partea superioară calcare masive roşcate de tip „*Hallstatt*". În partea inferioară au fost descrise bazalte sub formă de filoane sau curgeri şi roci alcaline, provenite din zona de rift transilvană;

- Jurasicul – este predominant carbonatic, fiind reprezentat de calcare noduloase, calcare marnoase de culoare roşie, calcare oolitice feruginoase şi calcare masive de Stramberg. Aceste depozite au în bază bazalte cu structură pillow-lava şi serpentenite din scoarţa oceanică (corpul de serpentinite cu cromit de la Breaza, din sinclinalul Rarău);

- Cretacicul – este reprezentat de Cretacicul inferior în facies urgonian (calcare masive, cu pachiodonte) în partea de nord şi în facies de Adneth (calcare roşi noduloase cu cefalopode), în Perşani.

Depozitele sedimentarului transilvan alcătuiesc Piatra Zimbrului, Piatra Şoimului, Pietrele Doamnei, Popchii Rarăului din Masivul Rarău şi Suhardul Mic, Ghilcoşul, Hăghimaşul Negru, Piatra Unică din Munţii Hăghimaş (Fig. 12, 13).

2.3.Tectonica

Terenurile din Zona cristalino-mesozoică sunt alcătuite din formaţiunile cristaline de soclu, care alcătuiesc etajul structural inferior alpin şi sedimentarul mesozoic.

Istoria geologică a soclului depăşeşte Proterozoicu inferior, acesta fiind afectat de numeroase cicluri orogenetice. Însă ceea ce se recunoaşte cu claritate, sunt efectele tectogenezelor alpine care au reluat structurile prealpine ale soclului şi sedimentarul mesozoic şi le-au „*remodelat*”, formând eşafodajul alpin actual al Zonei cristalino-mesozoice.

Din punct de vedere tectonic se disting două unităţi majore: *unitatea autohtonă* (*pânzele bucovinice*), alcătuită din soclul cristalin şi sedimentarul autohton, denumită şi *unitatea bucovinică* şi *unitatea alohtonă transilvană (pânzele transilvane)*, formată din sedimentarul şi complexele ofiolitice provenite din zona riftului transilvan.

Schematic, evoluția geotectonică și morfogentică care a condus la asamblajul morfostructural actual al Zonei cristalino-mesozoice est-carpatice, se poate sugera în pașii prezentați figurile 6, 7, 8, 9 și 10.

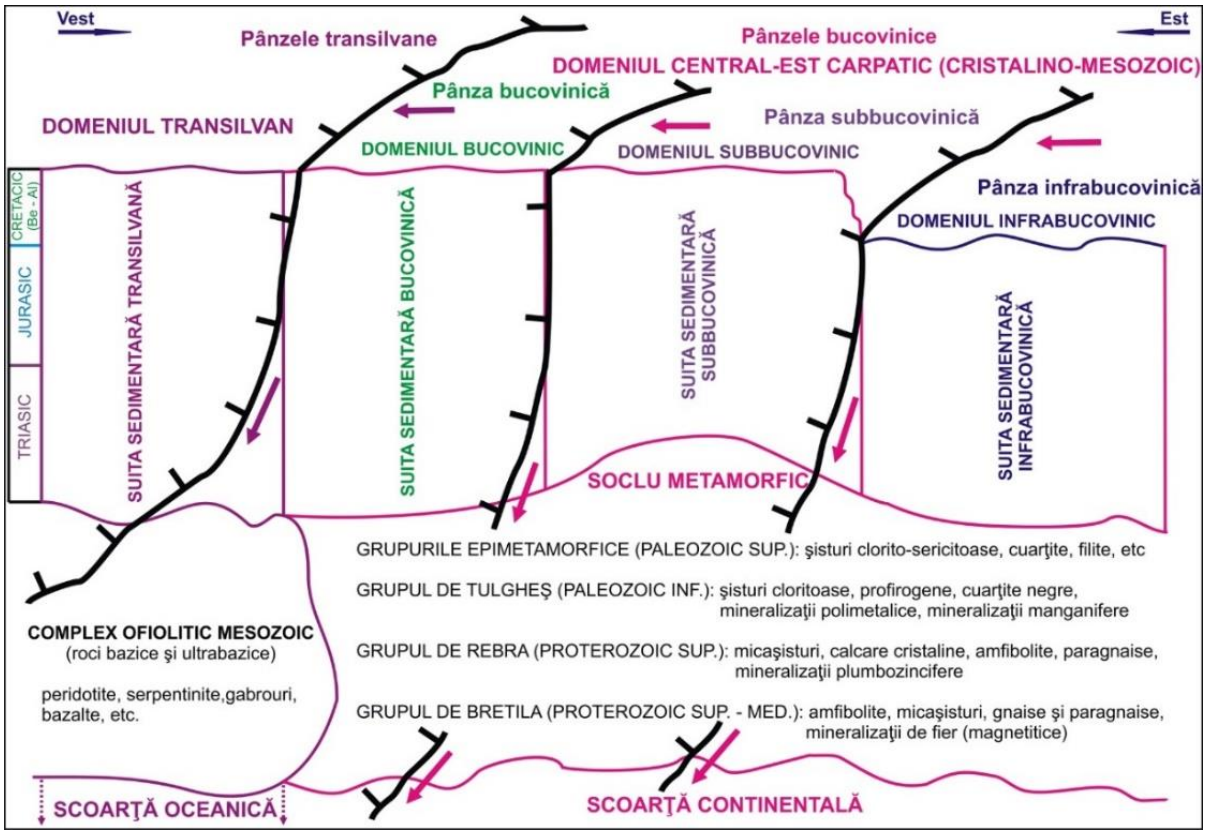


Fig. 6. Formarea planelor de șariaj în tectogenezele mesocretacice (austrice)

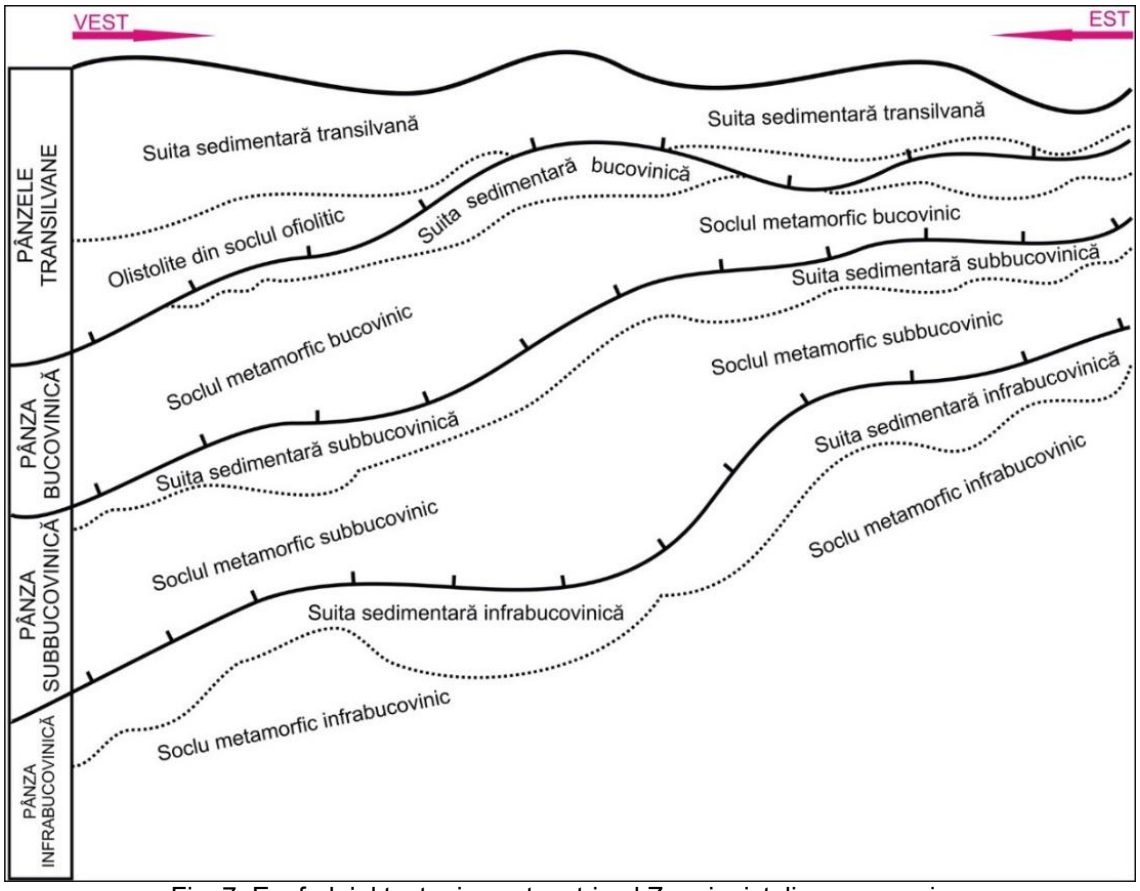


Fig. 7. Eșafodajul tectonic postaustric al Zonei cristalino-mesozoice.

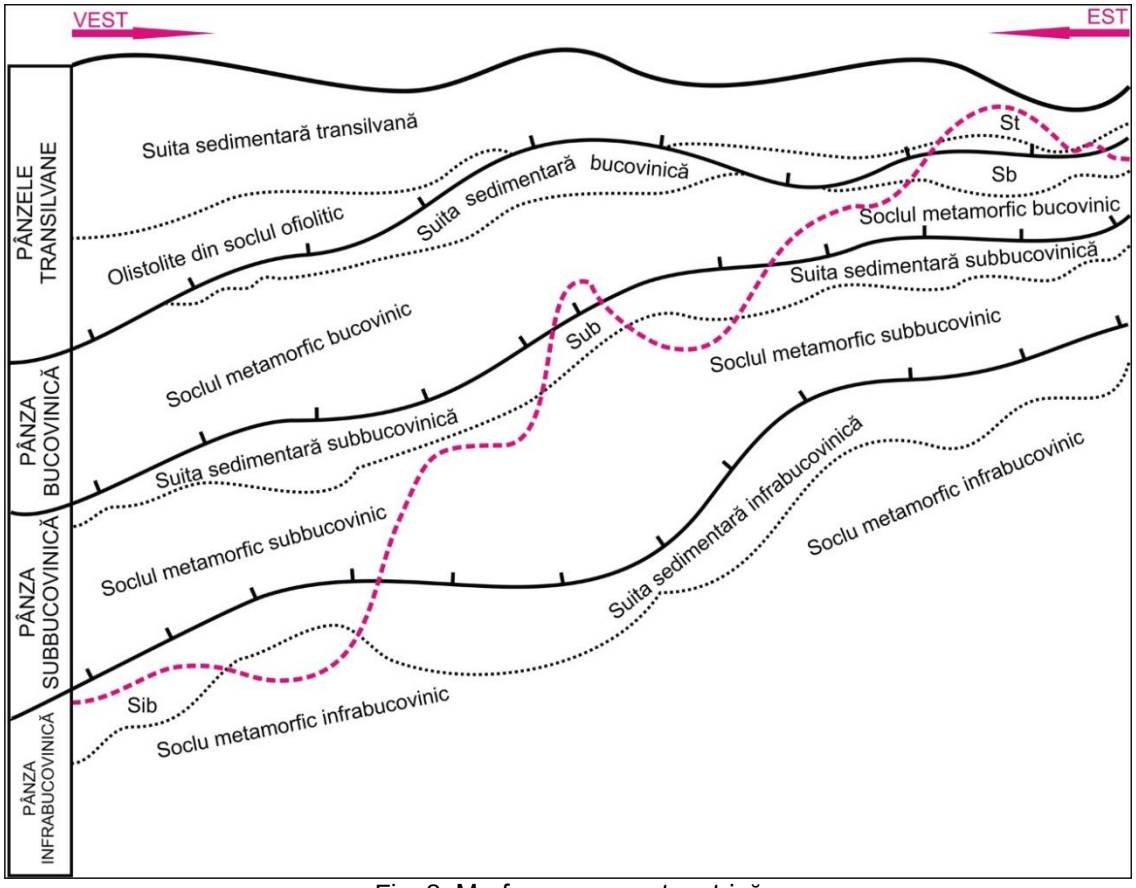


Fig. 8. Morfogeneza postaustrică

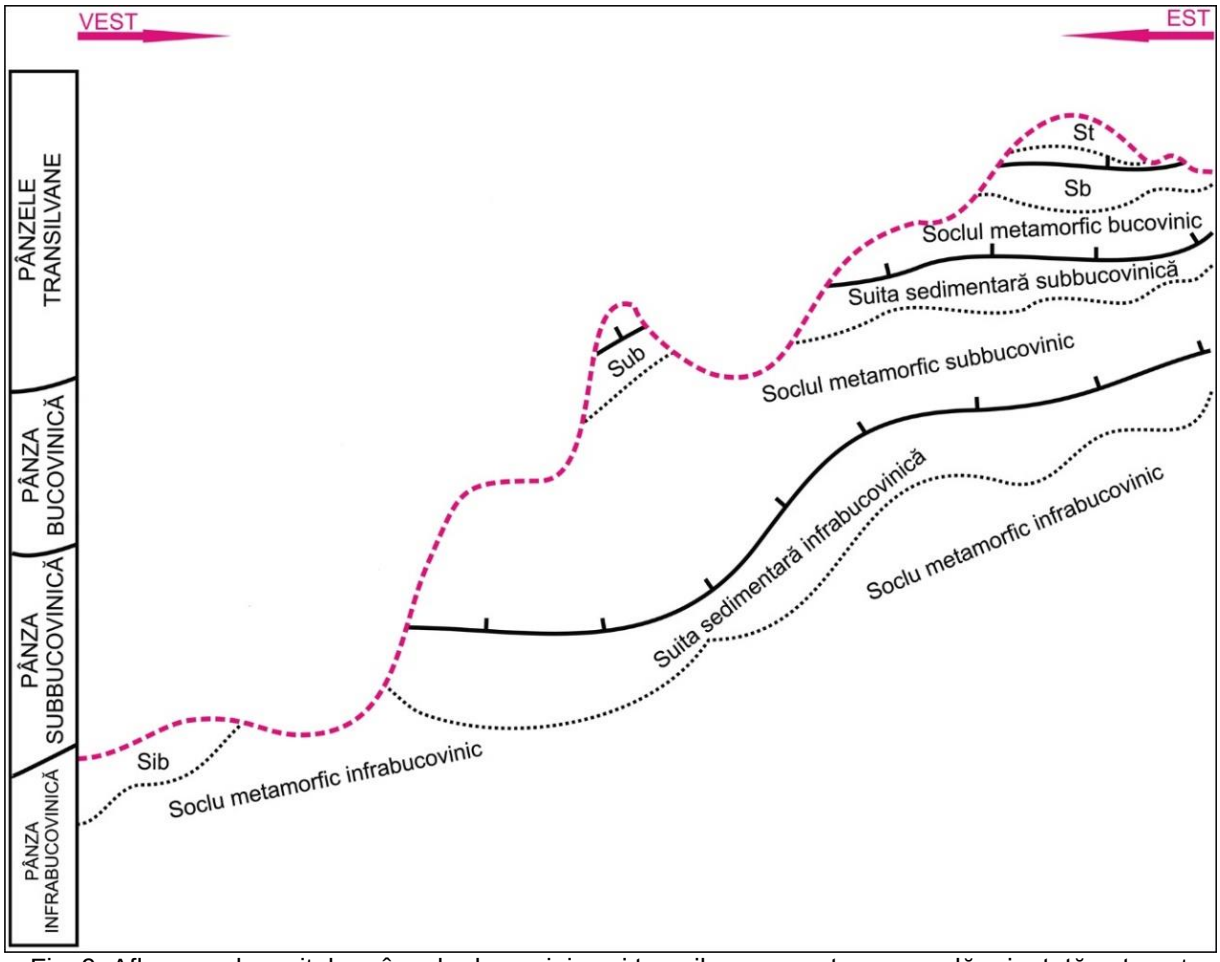


Fig. 9. Aflorarea depozitelor pânzelor bucovinice și transilvane pe o transversală orientată est-vest

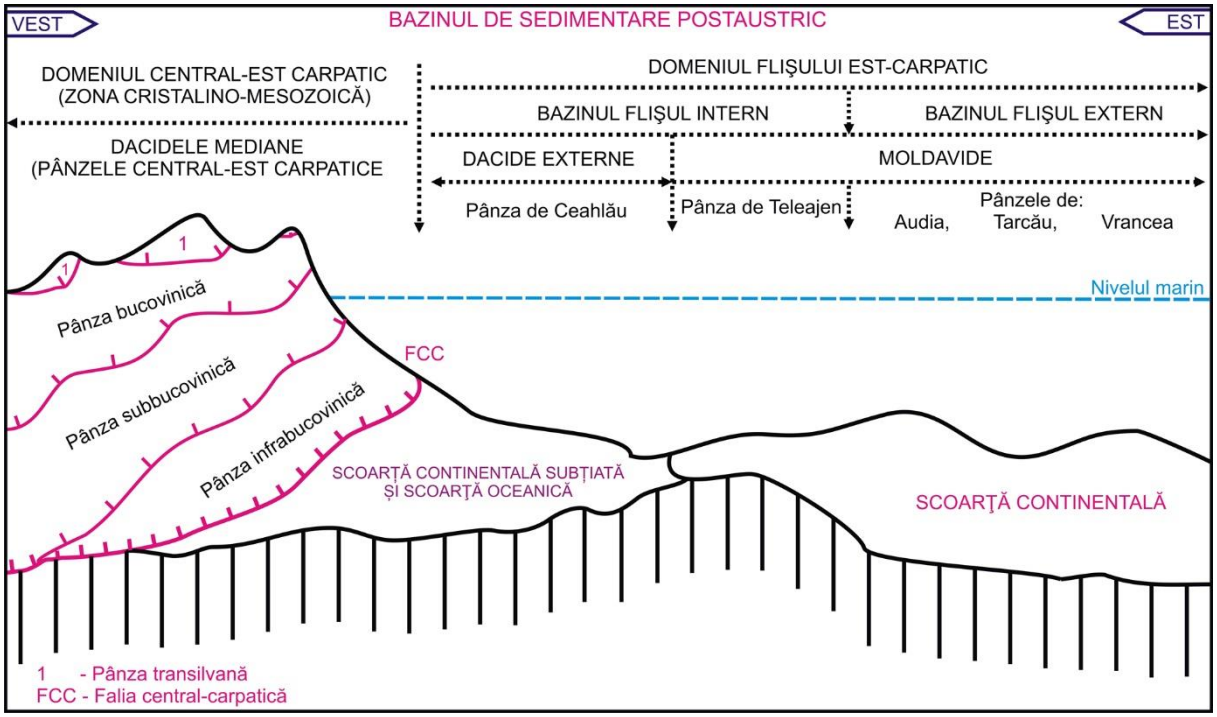


Fig. 10. Situația paleogeografică postaustrică în partea central-estică a Orogenului Carpaților Orientali (Zona cristalino-mesozoică funcționează ca arie sursă de material sedimentar pentru bazinul flișului)

3.1. *UNITATEA MORFOTECTONICĂ AUTOHTONĂ (PÂNZELE BUCOVINICE; DACIDELE MEDIANE)*

Se caracterizează printr-un sistem de trei pânze de şariaj realizat în ciclul compresiv, în tectogenezele austrice (Albian) (Fig. 9; 10; 11). Sunt pânze de soclu (de forfecare), în şariaj fiind antrenate atât formaţiunile cristaline de soclu cât şi sedimentarul mesozoic autohton.

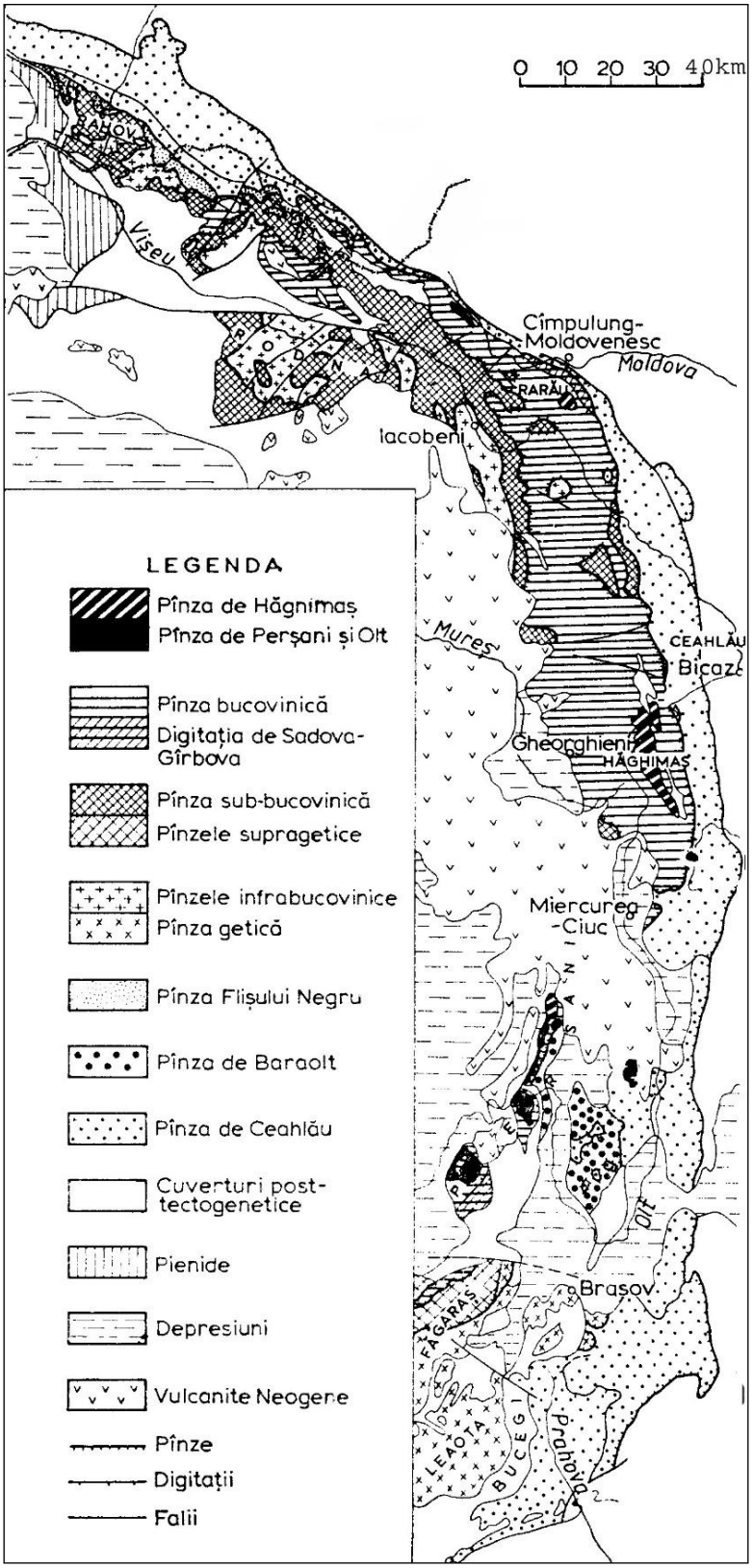


Fig. 11. Schiţa tectonică a zonei central-est-carpatice (din Săndulescu, 1984)

Şariajul s-a produs de la vest la est, astfel încât depozitele domeniului estic se găsesc în partea inferioară a structurii, cele ale domeniului central în partea mediană şi cele ale domeniului vestic la partea superioară.

Pânzele sunt dispuse în structură de la partea superioară spre partea inferioară, în felul următor:

- *Pânza bucovinică*, a cărei depozite sunt formate în domeniul vestic - bucovinic, este dispusă la partea superioară a eşafodajului structural. Aflorează în partea estică a Zonei cristalino-mesozoice.

Litologic este alcătuită din formaţiunile de soclu ale grupurilor de Bretila, Rebra, Negrişoara şi Tulgheş şi seria sedimentară bucovinică. Depozitele sedimentare formează umplutura unui aliniament sinclinal, denumit generic „*Sinclinalul marginal extern*”. Acesta este discontinuu de la nord la sud, în componenţa sa intrând sinclinalele din Rarău (sinclinalul Rarău), Hăghimaş (sinclinalul Hăghimaş) şi Perşani.

Structura pânzei este complicată de încălecări interne pre-, sau sintectonice, separându-se trei digitaţii: corpul principal, digitaţia Sadova şi digitaţia Tarniţa (Fig. 11).

- *Pânza subbucovinică*, se găseşte în partea mediană a aranjamentului structural, poziționată geometric între Pânza bucovinică şi Pânzele infrabucovinice. Aflorează în zonele cu deformare pozitivă, unde depozitele Pânzei bucovinice au fost erodate. Litologic este alcătuită din formaţiunile de soclu ale grupurilor de Bretila, Rebra, Negrişoara şi Tulgheş şi seria sedimentară subbucovinică;

- *Pânzele infrabucovinice* se găsesc la baza eșafodajului bucovinic, fiind alcătuite din formaţiunile soclului cristalin (grupurile Bretila, Rebra, Negrişoara, Tulgheş) şi seria sedimentară infrabucovinică. Aflorează în ferestrele tectonice Dorna-Iacobeni şi Rusaia. (anticlinalului Bretila)

În cadrul pânzelor alpine s-au recunoscut pânze prealpine, precum: *Pânza pealpină de Rarău* - alcătuită din metamorfitele Grupului Bretila; *Pânza prealpină de Putna* - compusă din cristalinul Grupului de Tulgheş; *Pânza prealpină de Pietrosu Bistriţei* - formată din formaţiunile Grupului de Negrişoara şi *Pânza prealpină de Rodna* - alcătuită din formaţiunile Grupului de Rebra.

De asemenea tectonica pânzelor alpine este complicată de o serie de digitaţii, lame de rabotaj, accidente tectonice majore (falii) *etc*.

3.2. UNITATEA ALOHTONĂ (*PÂNZELE TRANSILVANE*)

Pânzele transilvane sunt pânze de obducţie, şariate de la vest la est peste pânzele central-est-carpatice.

Provin din zona de sutură a Tethysului transilvan şi sunt alcătuite din complexele ofiolitice ale scoarţei oceanice şi sedimentarul mesozoic depus pe aceasta.

Prin şariaj, pânzele transilvane au acoperit inițial inclusiv partea estică a Zonei cristalino-mesozoice. Datorită condițiilor morfogenetice instalate ulterior, din pânzele inițiale se păstrează petice de acoperire în Sinclinalul marginal extern: în munţii Rarău, Hăghimaş şi Perşani (Fig. 6, 12, 13).

În cadrul unităţii transilvane s-au separat pânzele de Perşani, Olt şi Hăghimaş-Rarău. Şariajul acestora s-a petrecut în tectogenezele austrice, depozitele pânzelor fiind şariate peste formaţiunea de wildflysch de vârstă Cretacic inferior.

Zona cristalino-mesozoică a fost înălţată în ansamblu în tectogenezele austrice şi şariată de la vest spre est de-a lungul faliei central-carpatice, peste partea vestică a flişului est-carpatic.

Cea mai puternică avansare s-a produs în Valea Moldovei, unde pânzele bucovinice sunt şariate mult spre est, acoperind pânzele de Ceahlău şi Teleajen şi venind în contact direct cu Pânza de Audia. În acest fel, pânzele cental-est carpatice şi transilvane se găsesc la partea superioară a eşafodajului structural al Orogenului Carpaţilor Orientali.

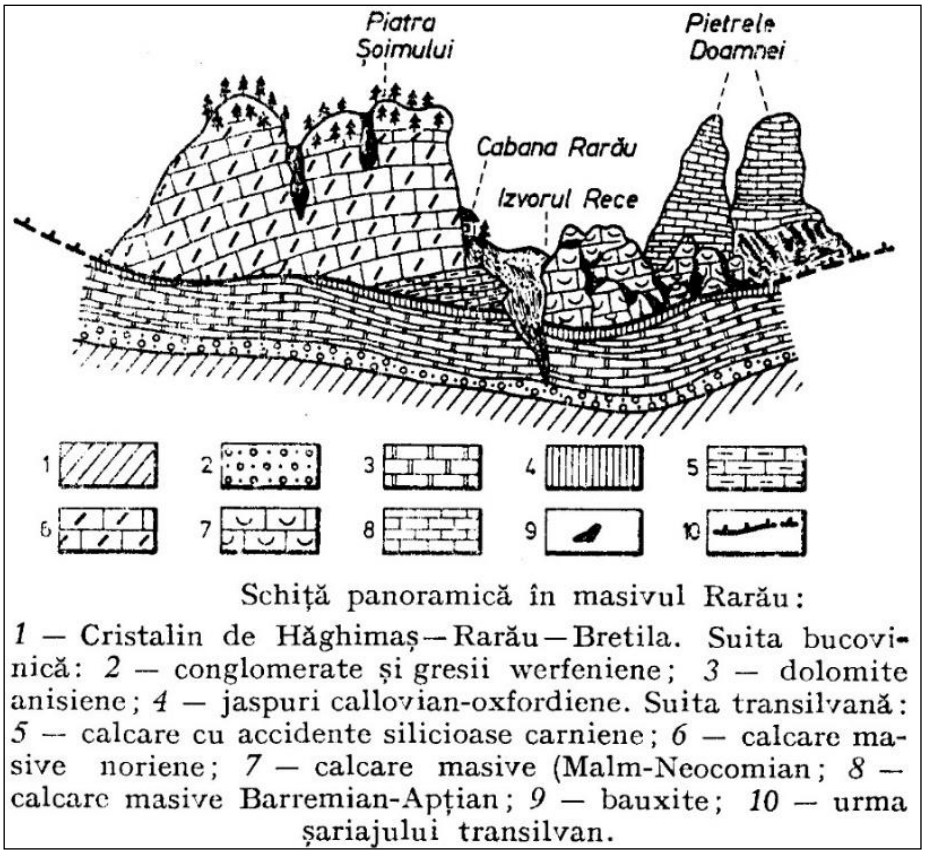


Fig. 12. Piatra Şoimului şi Pietrele Doamnei din Masivul Rarău, alcătuite din sedimentar transilvan (din Mutihac, 1990)

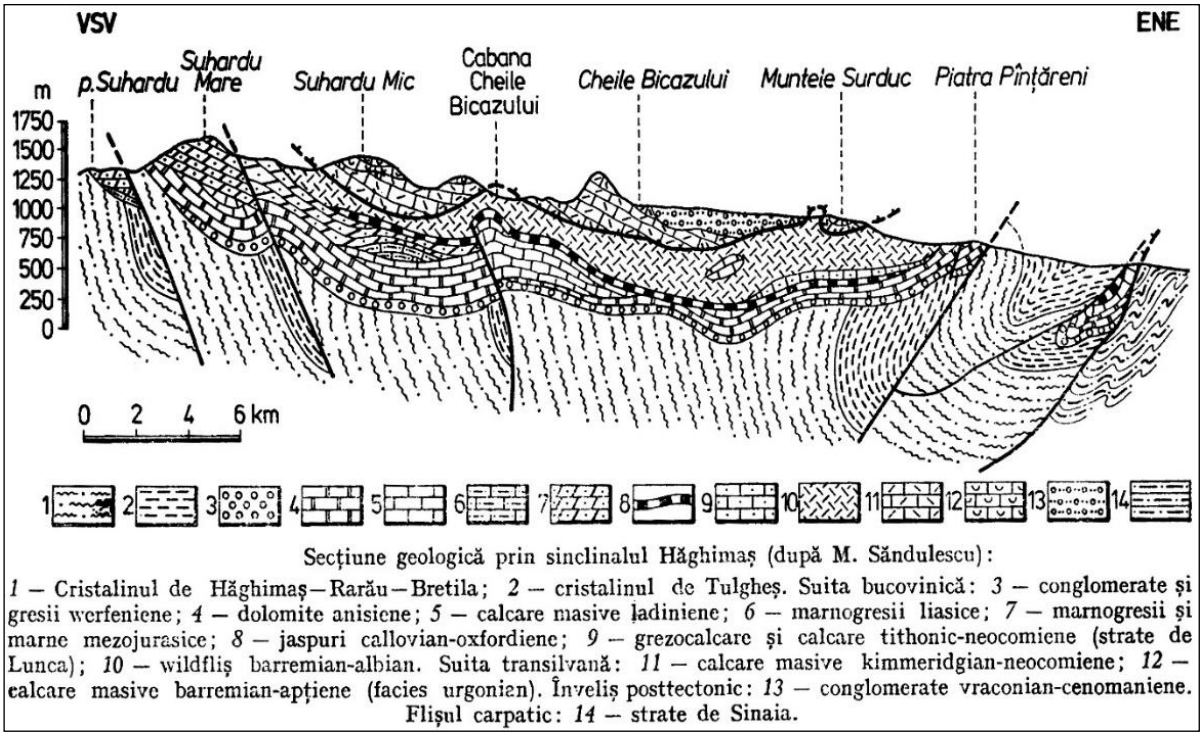


Fig. 13. Şariajul Pânzei transilvane (Hăghimaş) peste Unitatea autohtonă (Pânza bucovinică) (Săndulescu, 1984)

2. DOMENIUL FLIȘULUI

Zona flişului ocupă cea mai întinsă arie de aflorare din Carpaţii Orientali, cca 80% şi include depozite sedimentare de vârstă Cretacic-Miocen. Domeniul flişului dă nota caracteristică Carpaţilor Orientali, extinzându-se de la frontiera de nord spre sud şi apoi spre vest, depăşind Valea Prahovei până în Valea Dâmboviţei. Din vest suportă şariajul unităţii cristalino-mesozoice, cu aceasta venind în contact de-a lungul faliei central-carpatice. Spre est este şariată, la rândul ei, peste zona de molasă (pânza subcarpatică), de-a lungul faliei externe. Falia este acoperită în sectoarele sudice de molase posttectonice.

Din punct de vedere litologic şi sedimentologic, flişul este o serie sedimentară marină, pelagică (roci pelitice), întreruptă ritmic de depozite arenitice (nisipoase), transportate prin curenţi de turbiditate. Depozitele provin din erodarea uscaturilor vestice, carpatice şi ale celor estice, platformice.

Formarea depozitelor ritmice de fliş este legată de aşa-zişii curenţi de turbiditate, care iau naştere prin dezechilibrul gravitaţional al maselor de sedimente depuse pe marginile continentale, în special în zona taluzului. Acestea alunecă pe lungimi de sute de kilometri, rezultând curenţii de turbiditate (un amestec de ape marine şi sedimente cu o anumită densitate) care redistribuie sedimentele în larg, pe arii cu lăţimi de sute de km. Din curenţii de turbiditate se declanşează sedimentarea gravitaţională, formându-se secvenţele ritmice de fliş. O secvenţă tipică dintr-un ritm de fliş este formată din: rudito-arenite (gresii) în bază; peste acestea urmează o „pătură” arenito-lutitică, continuată cu silturi argiloase; la partea superioară secvenţa se încheie cu o „pătură” de calcar fin, terigen. Aceste ritmuri întrerup la anumite intervale sedimentarea de natură pelagică (în urma căreia rezultă argile, marne, calcare, silicolite, etc).

Urmărind aspectele genetice ale flişurilor, se poate afirma că ele nu depind atât de fazele de evoluţie ale bazinelor geosinclinale şi de foreland, cât de arhitectura bazinelor de sedimentare Aceasta trebuie să favorizeze sedimentarea masivă în zonele neritice şi de taluz şi declanşarea curenţilor de turbiditate.

În Carpaţii Orientali acest bazin s-a format în partea de est, după înălţarea zonei cristalino-mesozoice şi corespunde cu primul bazin de foreland carpatic (rezultat după închiderea bazinului de geosinclinal). În funcţie de morfologia bazinului flişului şi sursele de aprovizionare cu material sedimentar, s-au individualizat două zone de evoluţie: ***Zona internă***, vestică, având drept sursă preponderentă de material terigen axul cristalin carpatic, recent înălţat. În acest bazin s-au format deozitele de fliş care alcătuiesc, în concepţia clasică, ***pânzele flişului intern*** (pânzele de Ceahlău şi Teleajen) şi ***Zona externă***, estică, având ca surse zonele de platformă din est şi cordilierele de şisturi verzi de tip dobrogean. În concepţia clasică, depozitele formate în acest domeniu poartă denumirea de flişul extern, alcătuind ***pânzele flişului extern*** (pânzele de Audia, Tarcău şi Vrancea).

Din punct de vedere al evoluţiei geotectonice, zona flişului este alcătuită din unităţi tectonice formate în tectogenezele cretacice (Dacidele externe = Pânza de Ceahlău) şi în tectogenezele neozoice (Moldavidele = pânzele de Teleajen, Audia, Tarcău şi Vrancea). Depozitele Pânzei de Ceahlău s-au format pe scoarţă oceanică şi continentală subţiată, în zona suturii externe (domeniul riftului dacidelor externe), iar moldavidele pe scoarţă continentală.

Eşafodajul structural este tipic orogenelor colizionale, în pânze de şariaj. Acestea au fost şariate succesiv de la vest spre est, depozitele mai vechi ale unităţilor vestice acoperind depozitele mai noi ale unităţilor estice.

Pentru a sugera într-o manieră didactică efectele principalelor evenimente tectogenetice în aria est-carpatică și evoluția bazinului de sedimentare postaustric (bazinul flișului), o să prezentăm în continuare schemtic o serie de schițe, care reflectă situația paleogeografică și raporturile între aria sursă carpatică, exondată și bazinul de sedimentare a flișului (Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7).

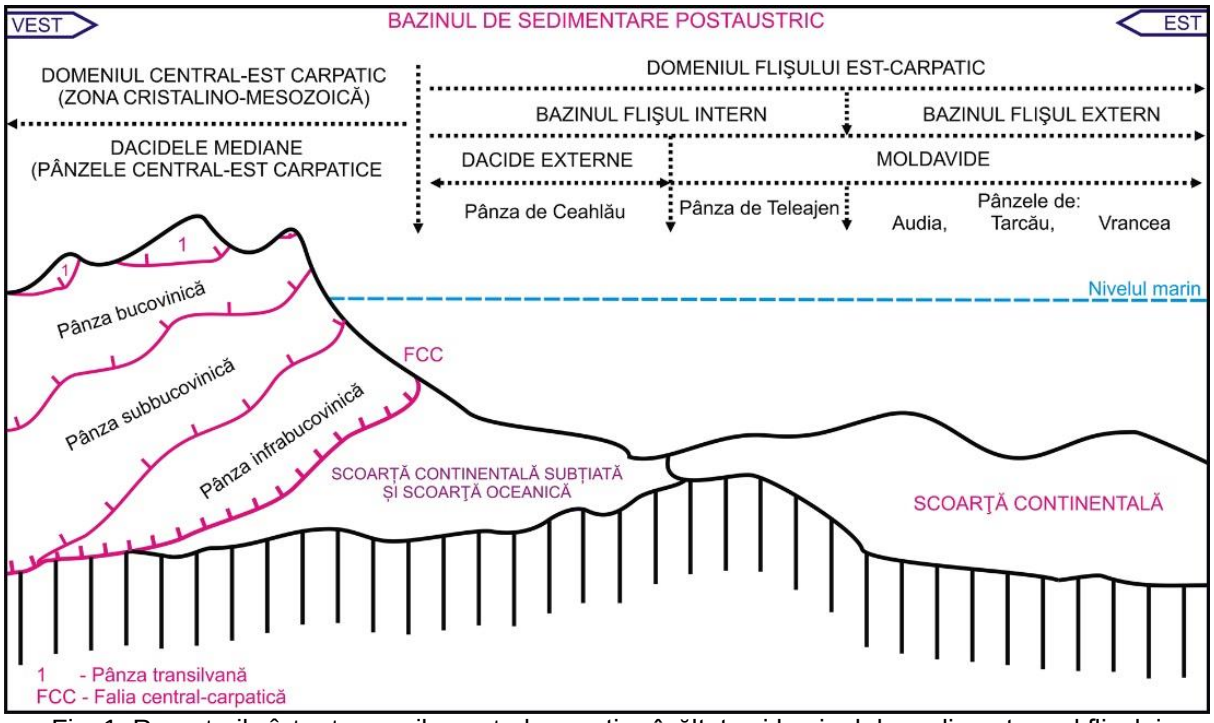


Fig. 1. Raporturile între terenurile central-carpatice înălțate și bazinul de sedimentare al flișului după mișcările austrice

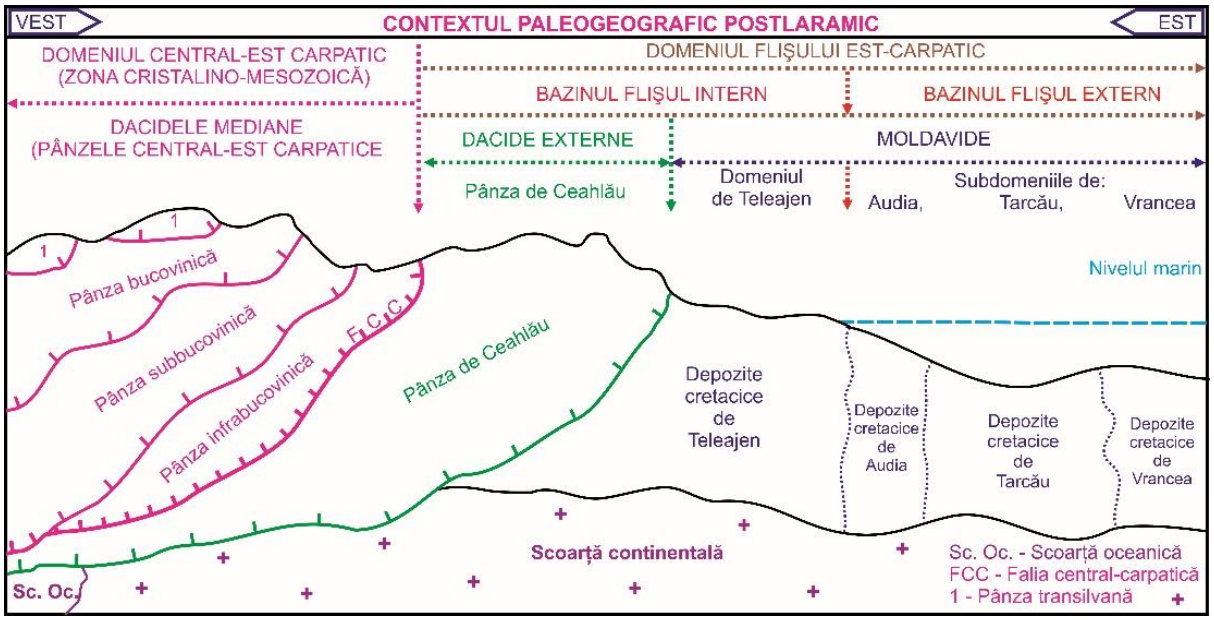


Fig. 2. Paleogeografia est-carpatică după mișcările laramice.
(*Partea vestică a bazinului flișului corespondentă domeniului de Ceahlău-Teleajen-Audia este emersă, sedimentarea continuând pe aria flișului extern, în domeniul Tarcău-Vrancea. După o scurtă întrerupere, sedimentarea se reia și în domeniul de Audia*)

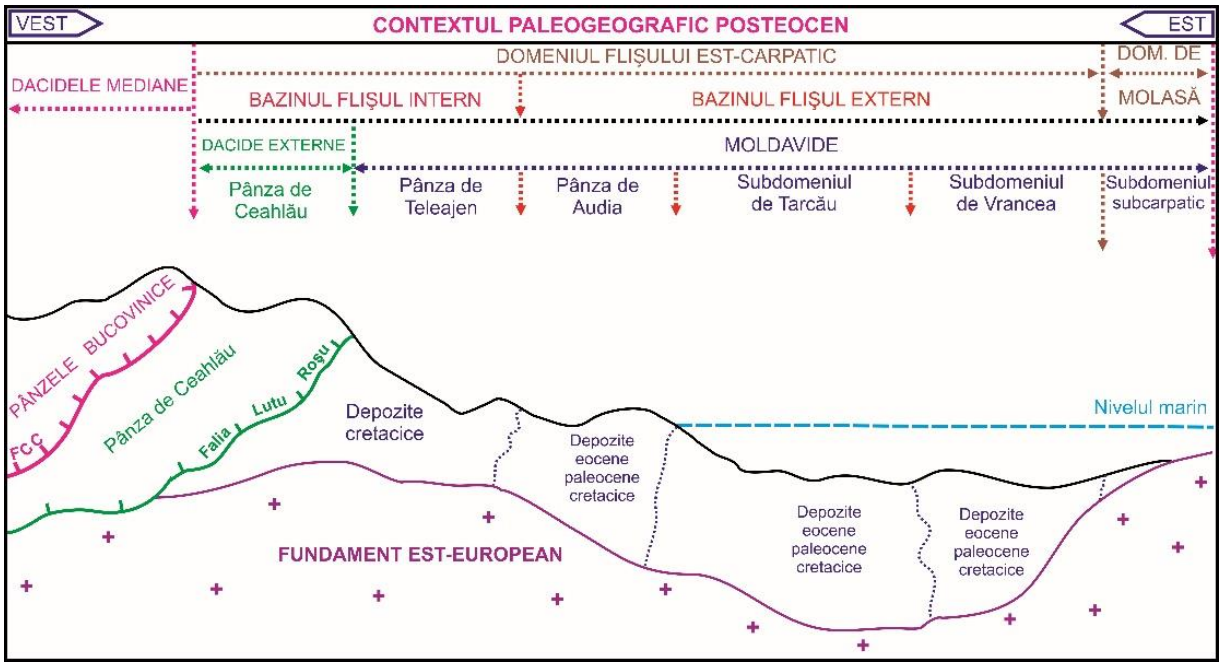


Fig. 3. Paleogeografia est-carpatică posteocenă.
(*La terenurile de Ceahlău-Teleajen înălțate după mișcările laramice se adaugă terenurile de Audia, sedimentarea continuând pe aria Tarcău-Vrancea. De asemenea debutează sedimentarea de molasă*)

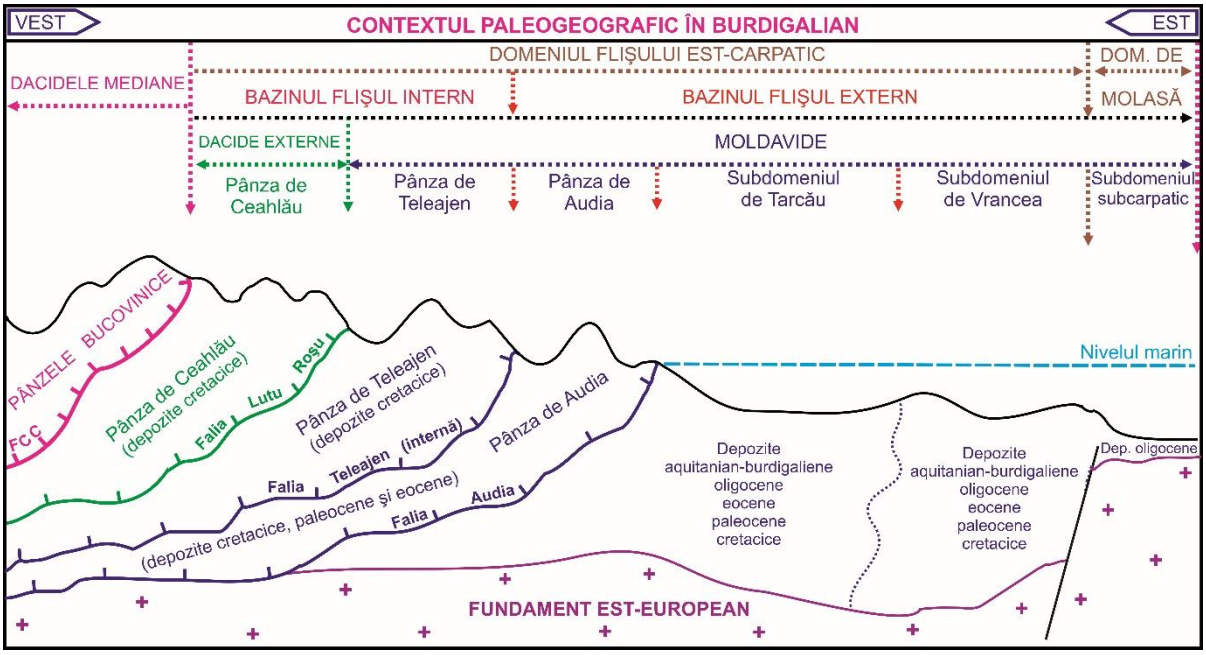


Fig. 4. Paleogeografia est-carpatică postburdigaliană.
(*În tectogeneza stirică veche din Burdigalian se produce șariajul și înălțarea tectonică a pânzelor de Teleajen și Audia, sedimentarea continuând pe aria Tarcău-Vrancea și în domeniul de molasă*)

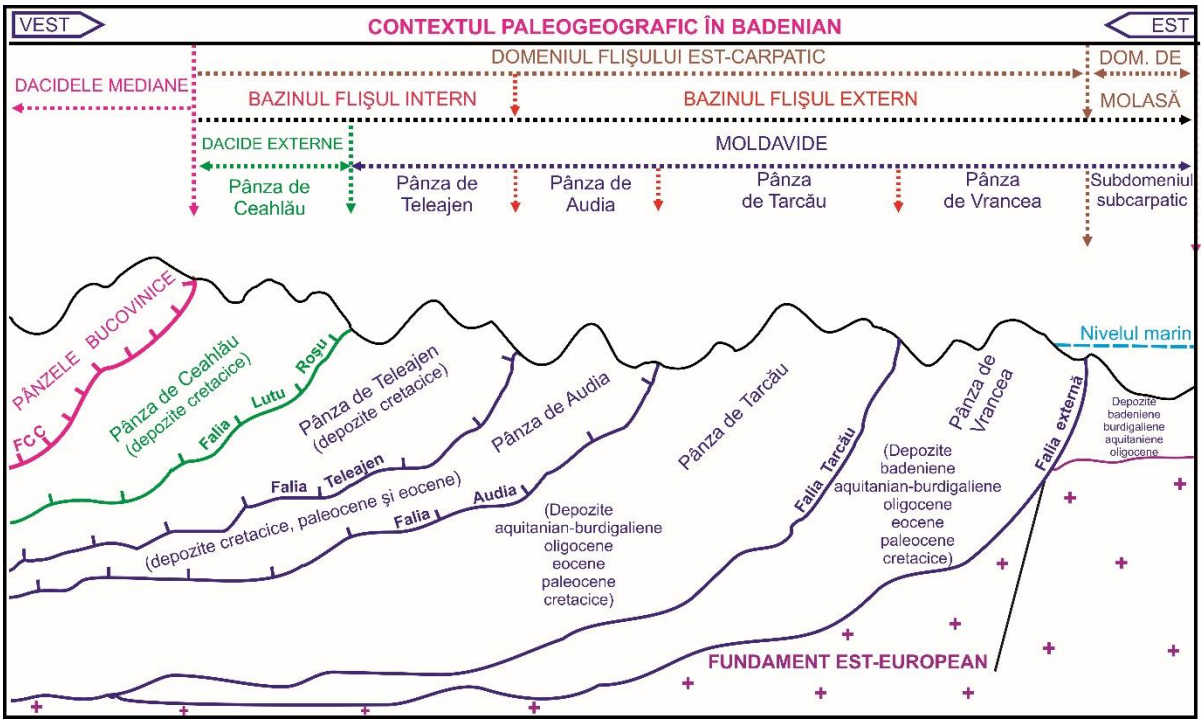


Fig. 5. Paleogeografia est-carpatică postbadeniană.
(*În tectogeneza stirică nouă din Badenian se produce șariajul și înălțarea tectonică a pânzelor de Tarcău și Vrancea, sedimentarea continuând în domeniul de molasă*)

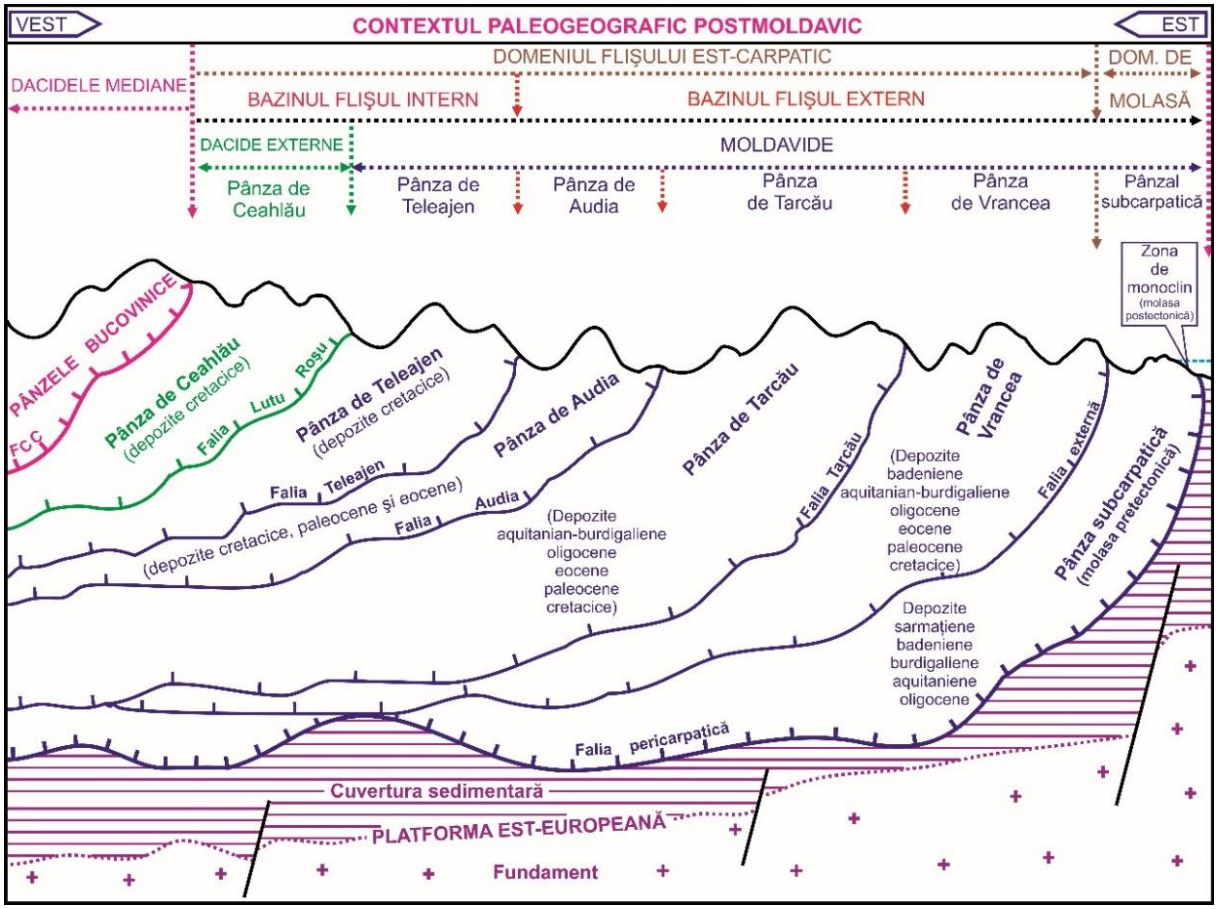


Fig. 6. Paleogeografia est-carpatică postmoldavică (postvolhiniană).
(*În tectogeneza moldavică din Sarmațianul inferior se produce structurarea molasei pretectonice și înălțarea și șariajul în ansamblu a Orogenului est-carpatic spre est, peste domeniul de platformă. În zonele situate la sud de Trotuș se acumulează molase posttectonice*)

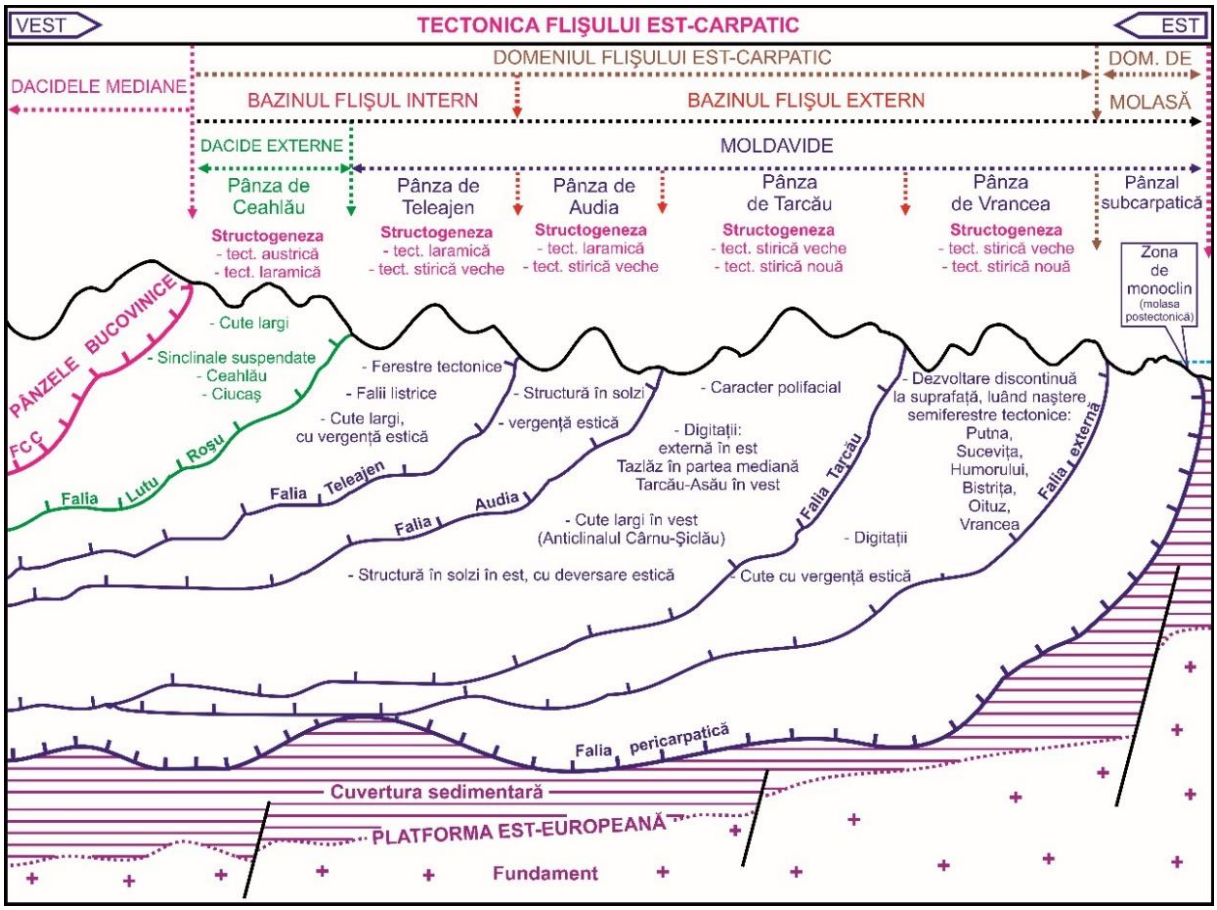


Fig. 7. Principalele momente structogenetice care au condus la formrea eșafodajului tectonic al flișului est-carpatic.

În urma evoluției geotectonice a rezultat un eșafodaj structural în pânze de șariaj, cu pânza subcarpatică alcătuită din depozitele cele mai noi (oligocen-miocene), în bază și cu pînzele flișului intern alcătuite din depozitele cretacice, la partea superioară. Bazinul a fost "*distrus*" și terenurile sedimentare înălțate și șariate succesiv, de la vest spre est. Inițial, în mișcările tectonice moldavice, Pânza de Tarcău a acoperit în totalitate Pânza de Vrancea, venind în contact cu Pânza subcarpatică. Ulterior, s-a instalat pe clina estică a Orogenului Carpaților Orientali paleo-rețeaua hidrografică, care a dezvelit prin eroziune Pânza de Vrancea în semiferestre tectonice (Fig. 8, 9, 10).

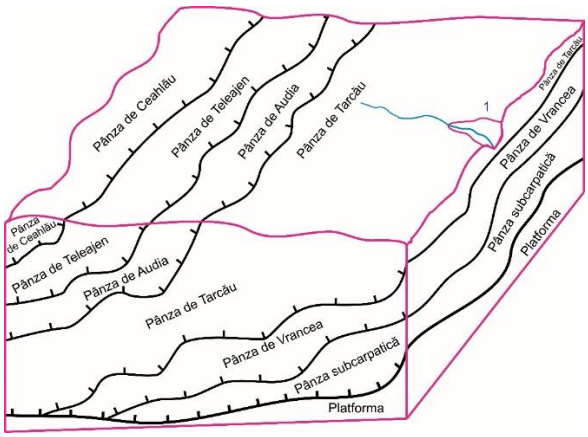


Fig. 9. Instalarea paleo-rețelei hidrografice după tectogeneza moldavică

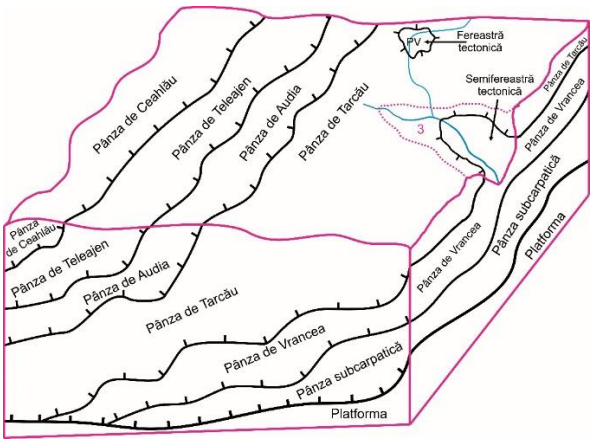


Fig. 10. Formarea ferestrelor și semiferestrelor tectonice prin eroziune fluviatilă

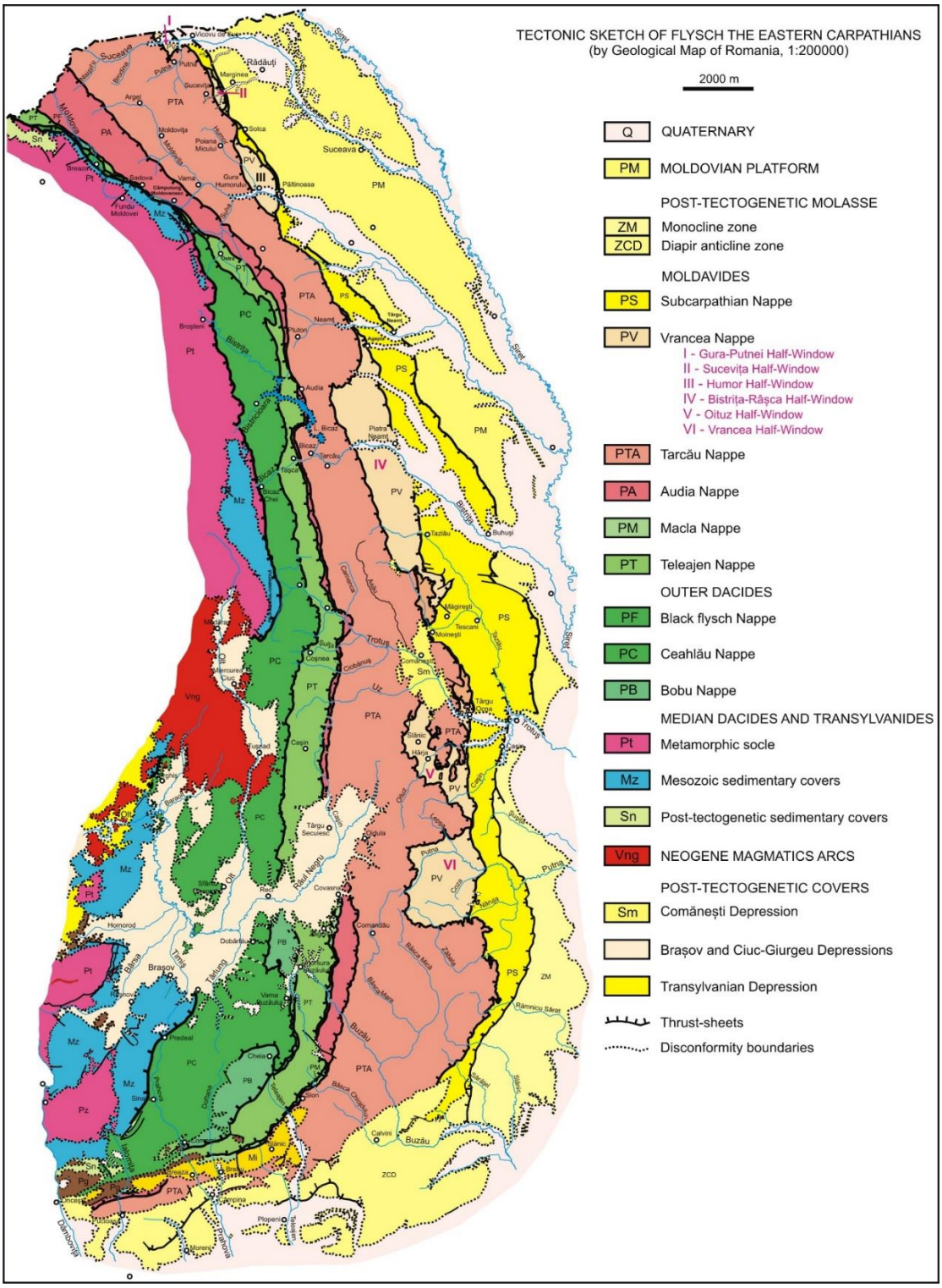


Fig. 8. Harta tectonică a flișului est-carpatic (după Harta geologică a României, sc. 1:200000)

Pentru facilitarea urmăriri litostratigrafiei și variațiilor litofaciale în aria flișului, se recomandă paralelizarea formațiunilor litologice care alcătuiesc pânzele de șariaj folosind schemele prezentate în continuare. Pe schemele sintetice sunt marcate și principalele momente tectogenetice (Fig. 11, 12, 13).

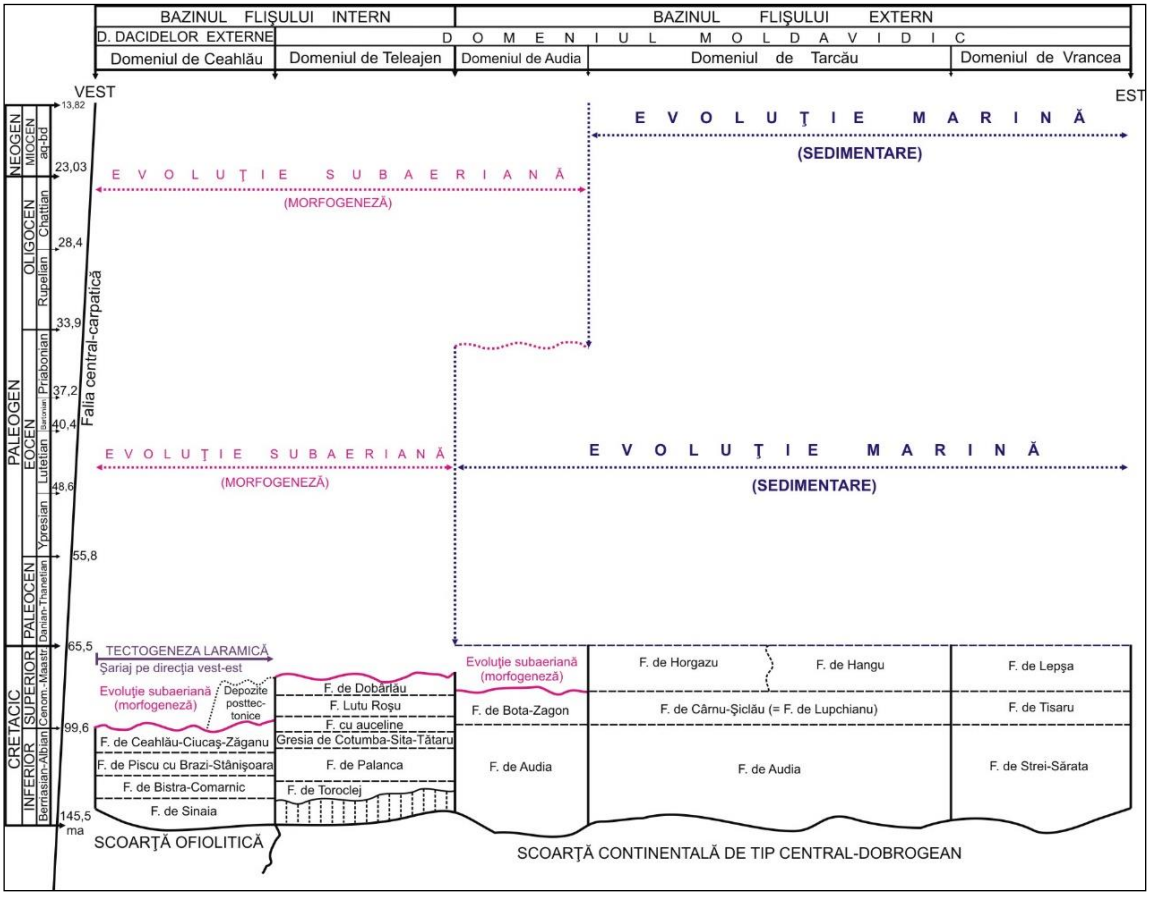


Fig. 11. Litostratigrafia flișului cretacic și instalarea succesivă, de la vest la est, a evoluției continentale

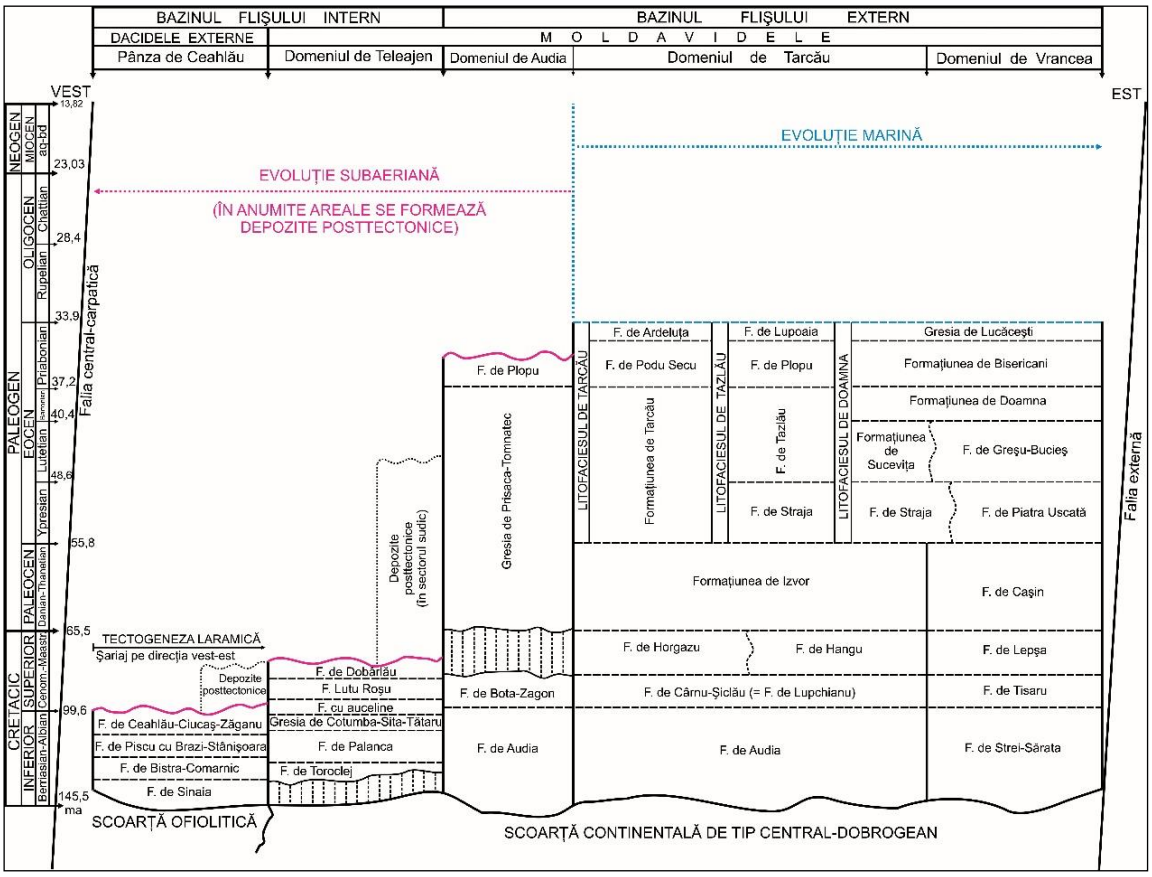


Fig. 12. Litostratigrafia flișului cretacic-eocen

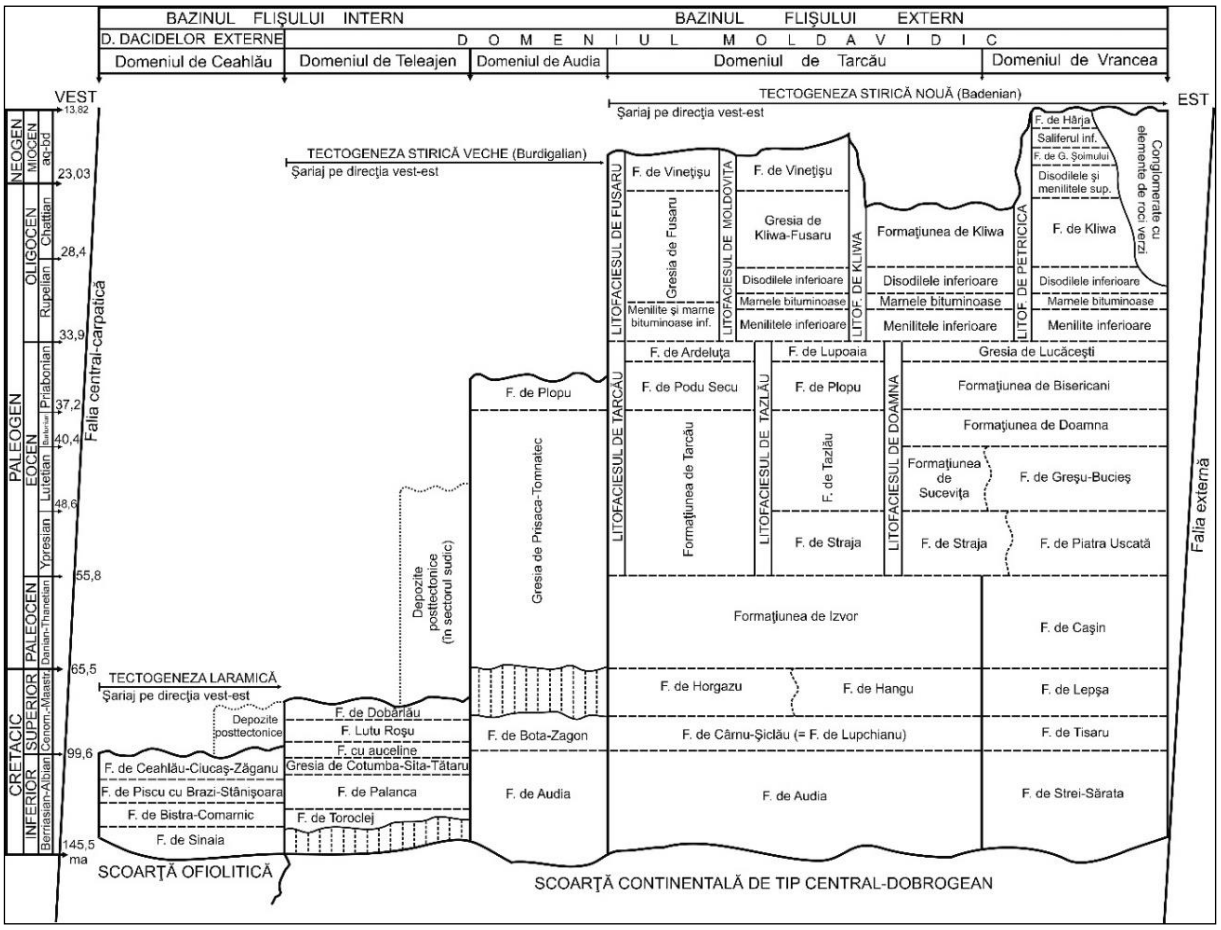


Fig. 13. Litostratigrafia flișului cretacic-miocen

În continuare se vor prezenta succint câteva detalii asupra particularităților litostratigrafice și tectonice ale pânzelor care, în concepția clasică, alcătuiesc flișul intern și flișul extern.

2.1. FLIŞUL INTERN

Stratigrafic, domeniul flişului intern este alcătuit din depozite de vârstă Tithonic-Senonian, peste care se dispun pe suprafeţe restrânse şi depozite paleogene şi miocene, posttectonice. Sedimentele aparţin la două cicluri de depunere, raportate la fazele tectogenetice care au condus la formarea structurii majore în pânze de şariaj: *ciclul sedimentar pretectonic*, desfăşurat până în momentul diastrofismului principal, care produce şariajul corpului pânzei peste zonele estice din faţă şi *ciclul sedimentar posttectonic,* care cuprinde sedimentele acumulate după revenirea apelor marine pe suprafaţa pânzelor formate. În flişul intern depozitele pretectonice care alcătuiesc corpul pânzelor sunt exclusiv de vârstă cretacică, iar cele postectonice aparţin intervalului Cretacic superior-Miocen.

Fundamentul bazinului de sedimentare era de natură mixtă în domeniul intern (cu scoarţă oceanică în vest şi scoarţă sialică subţiată în est), spre deosebire de cel estic alcătuit numai din scoarţă continentală.

Mediile marine în care s-a relizat sedimentarea în domeniul flişului au fost de asemenea diferite în zona vestică faţă de cea estică. De exemplu în Cretacicul inferior, în domeniul flişului intern mediul geochimic era normal, spre deosebire de cel extern, care era de tip euxinic. Totodată sursele de aprovizionare cu material sedimentar sunt diferite: *în zona vestică* predomină materialul de origine carpatică (din zonele cristaline şi sedimentare înălţate în tectogenezele austrice) şi subordonat din erodarea cordilierilor submerse; *în zonle estice*, pe aria flişului extern, materialul provine din eroziunea domeniului estic de vorland,

din cordilierele submerse alcătuite din terenuri de tip central-dobrogean (șisturi verzi) sau carpatice.

Litologic pe aria flişului intern s-au acumulat depozite cu un pregnant caracter detritic, cu multă mică (gresii, microconglomerate, conglomerate, subordonat material pelitic), în ciclurile pretectonice şi predominant pelitice (argile , marne) în ciclurile posttectonic.

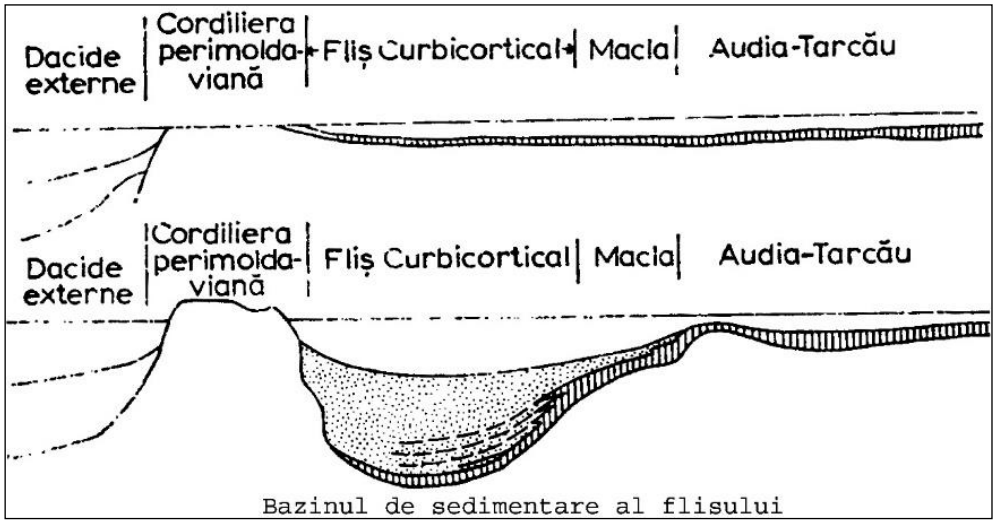


Fig. 14. Morfologia domeniilor dacidelor externe și modavidelor (după Săndulescu, 1984)

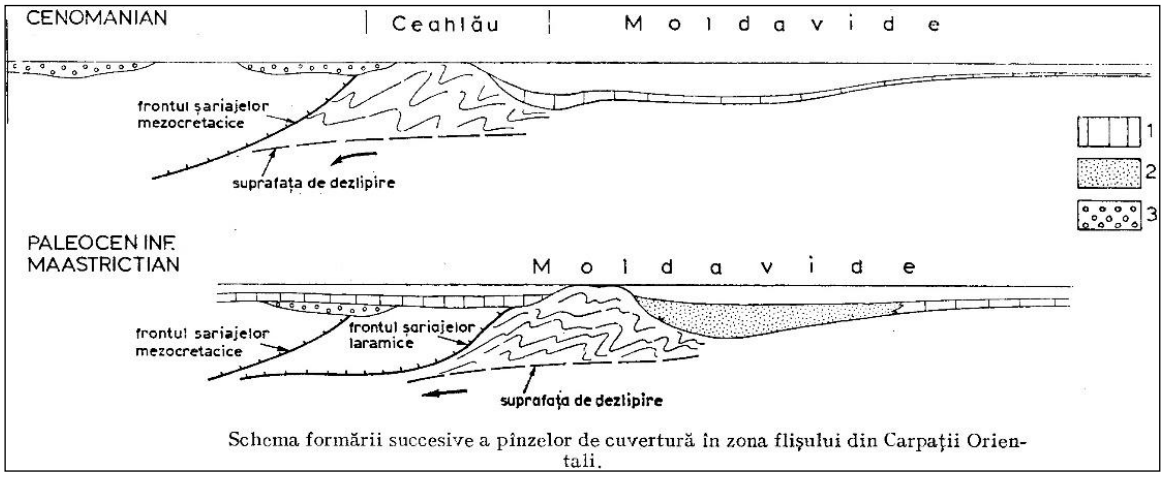


Fig. 15. Rolul cordilierelor submerse în realizarea planelor de șariaj (după Săndulescu, 1984)

PÂNZA DE CEAHLĂU (FLIŞ INTERN; DACIDE EXTERNE)

Depozitele Pânzei de Ceahlău s-au format în partea vestică a bazinului flişului, individualizat ca bazin de sedimentare din Cretacicul inferior, cel mai devreme în Jurasicul superior (Tithonic). Din punctul de vedere al clasificării clasice aparţine flişului intern. Pe de altă parte, sedimentele s-au acumulat pe un fundament alcătuit din scoarţă oceanică creat în legătură cu evoluţia riftului extern, ceea ce diferenţiază unitatea de celelalte unităţi ale flişului.

Structogenetic, cutarea internă şi şariajul pânzei spre est s-au produs în tectogenezele cretacice (austrice şi laramică), încadrându-se geotectonic la unitățile dacidelor externe.

Aşa cum s-a mai precizat, Pânza de Ceahlău reprezintă partea vestică a flişului intern, înălţată tectonic şi şariată spre est peste Pânza de Teleajen, după falia Lutu Roşu. Pe anumite porţiuni (de ex. în bazinul Moldovei) acoperă integral Pânza de Teleajen, venind în contact cu Pânza de Audia. Spre vest limita este marcată de contactul tectonic central-carpatic, de-a lungul căruia Zona cristalino-mesozoică a Carpaţilor Orientali (compartimentele moldav şi Perşani) şi Carpaţilor Meridionali (compartimentul Leaota-

Bucegi-Piatra Craiului) sunt şariate spre est. În anumite zone, la nord de râul Moldova, Zona cristalino-mesozoică acoperă integral Unitatea de Ceahlău. Lăţimea ariei de aflorare a pânzei este de 1 km la nord de râul Moldova şi creşte spre sud, în zona de curbură, la cca. 35 Km.

Morfologic, pe depozitele Pânzei de Ceahlău se înscriu cele mai mari înălţimi din munţii flişului, corespunzând cu munţii Stânişoara, Ceahlău, Ciucului, Baraolt, Bodoc, Întorsurii, Ciucaş-Zăganu şi Baiului.

Litostratigrafia

Pânza de Ceahlău este formată din depozite sedimentare acumulate pe un fundament cu scoarţă oceanică, de vârstă Tithonic (?) - Cretacic superior (Senonian). Se disting două cicluri de sedimentare, separate de o lacună datorată mişcărilor austrice din Albian (Cretacic mediu).

Ciclul I de sedimentare (pretectonic)

În acest ciclu s-au depus, în intervalul Tithonic - Albian, depozitele care alcătuiesc formaţiunile de Sinaia, Bistra - Comarnic, Piscu cu Brazi - Stânişoara şi Ceahlău - Ciucaş - Zăganu.

Formaţiunea de Sinaia - reprezintă un complex argilo-marno-calcaros, în care se intercalează subordonat gresii diaclazate. Din punct de vedere fizico-mecanic este caracterizată de o plasticitate ridicată, cu repercursiuni în aspectul cutelor.

În cadrul acestei formaţiuni s-a separat o unitate litologică alcătuită din argile roşii, jaspuri şi şisturi satinate, asociate cu roci bazaltice, care demonstrează evoluţia în zona riftului extern. Acest nivel litologic a fost separat iniţial sub denumirea de Formaţiunea de Azuga.

Vârsta formaţiunii determinată paleontologic, pe baza faunelor cu amoniţi şi infuzorii, este Tithonic - Neocomian.

Formaţiunea de Bistra - Comarnic - reprezintă un fliş predominant calcaro-marnos, cu intercalaţii de gresii, conglomerate şi brecii calcaroase, în partea de sud şi un fliş predominant grezos cu intercalaţii de şisturi argiloase, marne şi conglomerate la nord de Valea Uzului. Vârsta este Barremian - Apţian inferior.

Formaţiunea de Piscu cu Brazi - Stânişoara - este alcătuită dintr-un fliş grezo-marnos, în care raportul între materialul pelitic (marne, argile) şi materialul arenitic (gresii) este aproximativ egal. Vârsta este Apţian mediu şi superior.

Formaţiunea de Ceahlău - Ciucaş - Zăganu - este caracterizată de prezenţa gresiilor masive şi conglomeratelor, separate de pelite argilo-marnoase subţiri, de vârstă Albian inferior şi mediu.

Cea mai mare dezvoltare a conglomeratelor se găseşte în masivele Ceahlău, Stânişoara şi Ciucaş-Zăganu. Din acest motiv sunt cunoscute sub denumirea de *conglomeratele de Ceahlău-Ciucaș-Zăganu*. Conglomeratele sunt formate din galeţi (fragmente) de roci cristaline (gnaise oculare, gnaise granitice, micaşisturi, şisturi sericito-cloritoase, cuarţite) şi roci sedimentare (calcare tithonice, calcare urgoniene- Cretacic inferior).

În masivele Ceahlău (Ocolaşul Mic, Piatra cu Apă) şi Ciucaş-Zăganu apar roci calcaroase, recifale, care ocupă două nivele distincte în masa conglomeratelor: unul în partea inferioară, iar al doilea la cca. 50-80 m mai sus. Se consideră că aceste calcare au un caracter olistolitic, provenind prin alunecări submarine dintr-o cordilieră vestică.

Din punct de vedere sedimentologic, depozitele grezo-conglomeratice albiene reprezintă deltele fosile ale unei reţele hidrografice vestice, relativ scurtă ca lungime, grefată pe un relief cu pante accentuate, ceea ce i-a conferit o capacitatea ridicată de transport a materialului detritic.

După depunerea acestei formaţiuni, mişcările din tectogenezele austrice au exondat aria de depunere a rocilor Pânzei de Ceahlău, producând întreruperea sedimentării.

Ciclul II de sedimentare (posttectonic)

Din Albianul superior (Vraconian) partea sudică, în zona Bârsei, reintră într-un proces de sedimentre marină, care durează pe cuprinsul Cretacicului superior. Se depun roci pelitice în alternanţă cu roci arenitice şi ruditice (marne, argile, gresii, conglomerate şi microconglomerate). Aceste depozite se păstrează pe suprafeţe restrânse.

Tectonica

Aşa cum s-a amintit, depozitele sedimentare ale Pânzei de Ceahlău s-au format în condiţiile bazinului de tip eugeosinclinal (cu fundament de tip oceanic şi scoarţă continentală subţiată), din bazinul riftului extern. Tectonizarea depozitelor s-a produs în etapa compresivă din Cretacicul mediu şi superior, în tectogenezele austrice şi laramice. Dinspre vest, Pânza de Ceahlău este încălecată de pânzele zonei cristalino-mesozoice după falia central-carpatică. Înaintarea maximă a pânzelor de soclu cristaline se produce în bazinul Moldovei, în zona Câmpulung Moldovenesc, unde Dacidele mediane vin în contact direct cu Pânza de Audia.

Spre est, Pânza de Ceahlău încalecă formaţiunile Pânzei de Teleajen după falia Lutu Roşu. La nord de râul Moldova avansarea spre est este foarte puternică, acoperind uneori în totalitate Pânza de Teleajen.

Structura Pânzei de Ceahlău s-a definitivat în două etape:

a) În ***tectogeneza austrică*** (Albian) a avut loc cutarea depozitelor, realizându-se structura internă a pânzei. În formaţiunile cu o plasticitate mai ridicată (de ex. formaţiunea de Sinaia) cutarea este mai strânsă, în cute sinclinale şi anticlinale normale sau deversate, iar în cele cu comportament casant s-au format cute anticlinale şi sinclinale largi. Astfel, se pot aminti sinclinalele suspendate din Ceahlău, Stânişoara sau Ciucaş - Zăganu, care constituie exemple tipice de inversiune de relief (culmi formate pe structuri sinclinale).

b) În ***tectogeneza laramică*** (Cretacic terminal – Paleocen) s-a produs şariajul spre est, Pânza de Ceahlău încălecând formaţiunile Pânzei de Teleajen, s-au în anumite cazuri pe cele ale Pânzei de Audia, de-a lungul faliei Lutu Roşu. Un argument pentru realizarea structurii în cele două etape îl reprezintă profilul vest-est prin Vf. Toaca şi lacul Izvorul Muntelui, unde conglomeratele albiene încalecă formaţiunile mai noi, cenomaniene (argilele roşii ale P. de Teleajen). Urma de eroziune a şariajului estic este neregulată în sud, determinând formarea semiferestrelor Teliu (pe râul Teliu afluent al râului Negru) şi Cheia (pe râul Teleajen).

PÂNZA DE TELEAJEN = PÂNZA FLIŞULUI CURBICORTICAL (FLIŞ INTERN; MOLDAVIDE)

Depozitele acestei unităţi s-au format în partea estică a bazinului flişului intern, însă spre deosebire de cele ale Pânzei Ceahlău s-au acumulat într-un bazin de tip miogeosinclinal, pe marginea continentală a plăcii eurasiatice. Totodată, spre deosebire de Pânza de Ceahlău, din punct de vedere geotectonic Pânza de Teleajen este produsul tectogenezelor Cretacic superioare (= tectogeneza laramică) şi Miocene, încadrându-se la moldavide.

Se individualizează ca unitate structurală din nord, din Valea Sucevei, până în sud, în Valea Prahovei. În vest suportă şariajul Pânzei de Ceahlău, după planul de şariaj Lutu Roşu, iar în est încalecă formaţiunile flişului extern, după planul de şariaj intern (falia internă = falia Teleajen).

Are la suprafaţă o lăţime de 1-3 Km la nord de râul Sadova, între Sadova şi Câmpulung Moldovenesc (afluent al râului Moldova) fiind acoperită în întregime de Pânza de Ceahlău pe o lungime de cca. 16 km şi apoi reapare la zi spre sud, în Valea Buzăului ajungând la o lăţime de cca. 20 Km.

Aflorează în partea vestică a Obcinei Feredeului, vestul M-ţilor Stânişoarei, sud-estul M-ţilor Bistriţei, vestul M-ţilor Tarcău, M-ţii Ciucului, partea vestică a M-ţilor Nemira, M-ţii Întorsurii şi M-ţii Siriu.

Stratigrafia

Pe aria unităţii de Teleajen depozitele formate până în momentul edificării structurii majore, sunt de vârstă Apţian superior - Senonian inferior. După edificarea structurii majore, zonele sudice au reintrat în procesul de sedimentare, luând naştere formaţiunile posttectonice de vârstă Senonian superior - Miocen.

Ciclul I de sedimentere (pretectonic)

Cuprinde roci de vârstă cretacică acumulate pe scoarţă sialică, materialul detritic provenind dintr-o sursă central-carpatică. Depozitele au un caracter micaceu, în rocile grezoase fiind abundent muscovitul, mineral caracteristic pentru ariile carpatice. În acest interval s-au format rocile care alcătuiesc coloanele litologice ale formaţiunilor de Toroclej, Palanca, gresia de Cotumba-Sita-Tătaru, Formaţiunea cu auceline, Formaţiunea Lutu Roşu şi Formaţiunea de Dobârlău.

Formaţiunea de Toroclej - este reprezentată de un fliş negru, cu argile bituminoase, gresii diaclazate cu structură convolută şi marno-calcare sideritice, roşii-cărămizii.

Formaţiunea de Palanca (= flişul curbicortical inferior) - este alcătuită din depozite turbiditice, cu secvenţe ternare, grupate în ritmuri monotone: în bază gresii, urmează silturi microcutate, iar la partea superioară argile. Argilele de la partea superioară capătă un caracter convolut sub acţiunea curenţilor de fund, datorită proprietăţilor hidroplastice ale depozitelor pelitice. Grosimea formaţiunii este de 500 m.

Gresia de Cotumba-Sita-Tătaru - este reprezentată de bancuri groase (0,5-5 m) de gresii puternic muscovitice, separate de strate subţiri de argile. Pe alocuri, spre partea superioară, gresia este substituită cu conglomerate şi microconglomerate (conglomerate de Leţeşti). Stratotipul gresiei de Cotumba se găseşte în M-ţii Ciucului (bazinul Trotuşului), iar cel al gresie de Sita-Tătaru în M-ţii Buzăului. Vârsta este albiană.

Din punct de vedere sedimentologic aceste depozite sunt considerate fandelte, formate la baza canioanelor submarine care brăzdau marginile continentale.

Formaţiunea cu auceline (= flişul curbicortical superior) – este alcătuită din depozite turbiditice, cu secvenţe ternare, care se repetă monoton. Litologic predomină marnele nisipoase, cenuşii, lipsite de stratificaţie, asociate cu gresii micacee, uneori microconglomeratice şi intercalaţii, în anumite areale, de gresii masive şi marno-calcare sideritice. Au o grosime de 250-300 m. Vârsta este vraconiană.

Formaţiunea Lutu Roşu - este reprezentată printr-o alternanţă de marne, marno-calcare cenuşii-vişinii, argile verzi, vişini şi roşii, subordonat tufite, cu o grosime de 200-300 m. Vârsta este cenomaniană.

Formaţiunea de Dobârlău - aflorează numai în sud, în zona coborâtă Teliu - Dobârlău. Este alcătuită din marne cenuşii-negricioase, cu intercalaţii de gresii micacee, argile şi lentile de marno-calcare sideritice. Vârsta este turoniană.

Cu această formaţiune se încheie sedimentarea depozitelor care formează corpul Pânzei de Teleajen.

Ciclul II de sedimentare (postectonic)

Pe aria corespunzătoare domeniului flişului intern, formaţiunile posttectonice s-au format şi păstrat numai în ariile subsidente, sudice. Sedimentarea este predominant pelitică (argile, marne, şisturi bituminoase, etc.), aceasta fiind activă în intervalul Senonian superior - Miocen. Cele mai noi depozite postectonice se găsesc în zonele axiale ale sinclinalelor Slănic şi Drajna.

Tectonica

Pânza de Teleajen este încălecată de la vest de pânza de Ceahlău, după falia Lutu Roşu şi este şariată la rândul ei peste formaţiunile flişului extern, după falia internă (falia de Teleajen) (Fig. 16).

Structogeneza pânzei s-a produs în două etape:

a) Structura internă (cutele, solzii) s-a format în ***tectogeneza laramică***, de la sfârşitul Senonianului. Cutarea a fost foarte strânsă, în sinclinale şi anticlinale, cu vergenţă estică, tectonizarea mergând până la formarea cutelor solzi (cute falii). Pe structurile în solzi, corelat şi cu prezenţa gresiei de Cotumba, s-au format structuri de tip hogback. De asemenea, prezenţa rocilor pelitice (de ex. Formaţiunea Lutu Roşu) favorizează procesele de versant;

b) Desprinderea corpului pânzei de pe substrat şi alunecarea spre est, peste depozitele mai noi din faţă, s-a produs în ***tectogeneza stirică veche*** din Burdigalian.

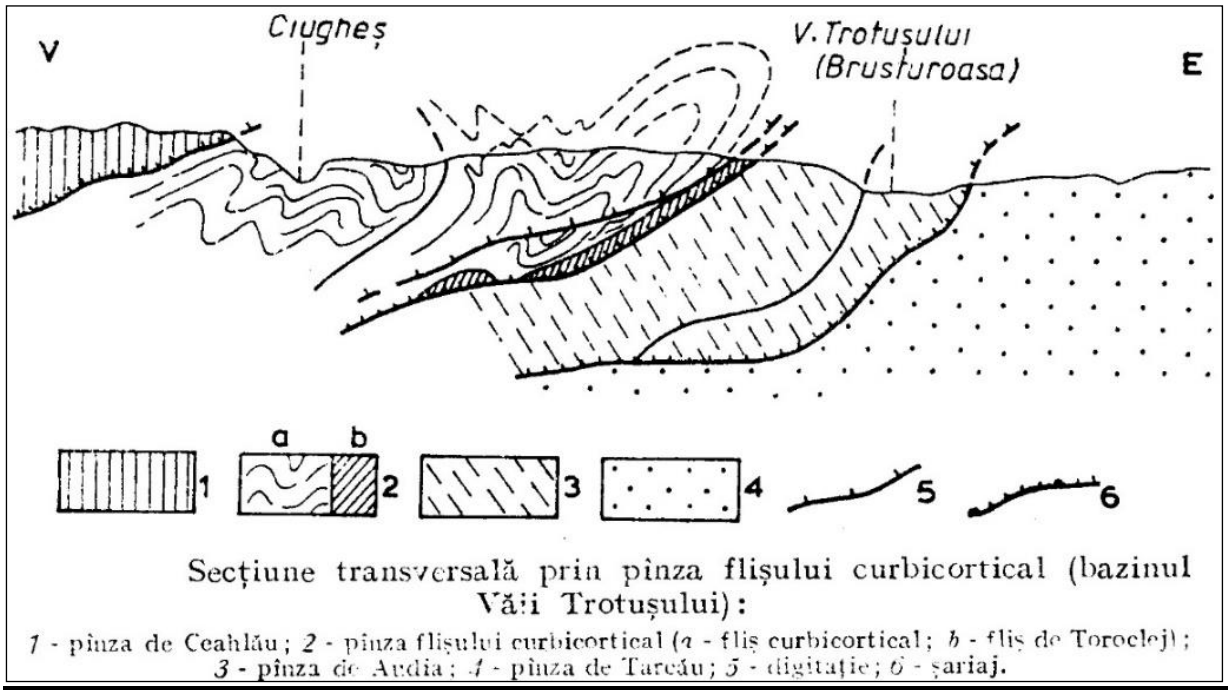


Fig. 16. Raporturile de șariaj dintre pânzele de Ceahlău, Teleajen și Audia, în Valea Trotușului.

2.2. FLIŞUL EXTERN

Flişul extern include depozitele dintre flişul intern (falia internă), în vest şi zona de molasă (pânza subcarpatică), în est. Şariajul peste molasă s-a produs după faliile externă şi Tarcău. Zona aflorează pe lăţimi de 12 km, în nord şi de 47 km, în zona de curbură.

Stratigrafic, depozitele din aria flişului extern aparţin intervalului Cretacic inferior - Pliocen. Acestea, ca şi în cazul flişului intern, s-au format în două etape: una care a avut loc până în momentul diastofismelor (tectogenezelor) principale care au edificat structura internă şi au produs şariajul pânzelor spre est şi una care s-a desfăşurat după revenirea apelor marine pe suprafaţa pânzelor nou formate. Spre deosebire de domeniul intern, aria de sedimentare a flişului extern funcţionează până în Burdigalian, depozitele pânzelor fiind deformate în intervalul Eocen - Burdigalian, iar cele posttectonice din zonele subsidente din sud, extinzându-se în Miocen şi Pliocen (Fig. 11, 12, 13).

Cretacicul este diferit de cel din domeniul intern. Eocretacicul este format dintr-un fliş parţial bituminos (şisturi negre) pe întreaga suprafaţă a bazinului extern, în timp ce Neocretacicul este caracterizat de depozite marnoase şi argiloase, cu intercalaţii de material arenitic, depuse în mediu marin normal.

Paleogenul imprimă nota caracteristică flişului extern, prin variaţiile litofaciale pe orizontală şi verticală. Miocenul are o dezvoltare redusă, în cea mai mare parte fiind acoperit tectonic.

O altă particularitate a flişului extern o reprezintă prezenţa fragmentelor de roci verzi de tip dobrogean, în depozitele detritice. Acestea au o mare abundenţă în Paleogen şi Miocen (până în Burdigalian). Fragmentele proveneau dintr-o catenă care se prelungea din Dobrogea centrală spre nord, fiind moştenită în prezent în aliniamentul anticlinal subcarpatic din culmile Pleşu şi Petricica. Aceasta a constituit o sursă principală de aprovizionare cu materia detritic a bazinului extern, fie din poziţie de cordilieră submersă, fie dezvoltându-se subaerian, ca o catenă orogenică ce delimita domeniul estic de platformă de geosinclinalul carpatic.

La fel ca şi în celealte zone carpatice, structura este în pânze de şariaj, individualizându-se trei unităţi majore cu rang de pânze: Audia, Tarcău şi Vrancea.

PÂNZA DE AUDIA = PÂNZA ŞISTURILOR NEGRE (*MOLDAVIDE*)

Se individualizează ca unitate structurală între Valea Sucevei, în nord şi Valea Doftanei, în sud. În vest suportă şariajul flişului intern, după falia internă, iar spre est este încălecată peste depozitele Pânzei de Tarcău, după falia de Audia.

La suprafaţă apare pe lăţimea cea mai mare în partea de nord, în Valea Sucevei (11 Km), în Valea Moldovei (4,5 Km) şi pe râul Râşca (7 Km). Spre sud lăţimea scade între 2 Km şi 200 m până în Depresiunea Breţcu, iar apoi, în M-ţii Siriu, lăţimea creşte din nou până la 4-7 Km.

Aflorează în Obcina Feredeului, formând culmea principală pe care se înscriu înălţimile cele mai mari şi apoi, pe lăţimile amintite, în munţi Stânişoarei, Tarcăului, Ciucului, Nemira şi Siriu.

Litostratigrafia

Sedimentele Pânzei de Audia s-au acumulat într-un mediu ai cărui parametrii fizico-chimici au variat de-a lungul timpului:

a) În Cretacic sedimentarea s-a desfăşurat într-un mediu de tip euxinic, cu o slabă oxigenare şi condiţii reducătoare, formându-se roci bituminoase;

b) În Paleogen mediul marin revine la condiţii normale, însă bazinul este marcat de o subsidenţă activă care determină acumularea masivă de material arenitic.

Cretacicul – este alcătuit din formaţiuni care imprimă nota dominantă a pânzei de Audia, prin marea lor dezvoltare. În intervalul Valanginian - Cenomanian sedimentarea a fost uniformă, depunându-se un fliş negru, caracteristic condiţiilor euxinice, după care mediul geochimic atinge parametrii normali de oxigenare, ph (aciditate) şi Eh (potenţial de oxido-reducere), formându-se predominant argile, marne şi marno-calcare. Au fost separate două formaţiuni litologice: Formaţiunea de Audia şi Formaţiunea de Bota - Zagon.

Formaţiunea de Audia (= Formaţiunea şisturilor negre; = Formaţiunea de Şipote)

Este alcătuită dintr-un fliş negru, în care roca dominantă este reprezentată de argile şi argilite negre, bituminoase. Pe baza caracteristicilor litologice s-au separat trei membri distincţi:

- *membrul inferior cu siderite*, alcătuit din argile şi marno-argile în care se intercalează gresii silicioase, gresii calcaroase, calcare detritice şi concreţiuni sferosideritice, care pot atinge diametrul de un metru;
- *membrul median cu lidiene*, cu un fond argilo-marnos în care se intercalează gresii, gaize şi spongolite;
- *membrul superior al gresiilor cuarţoase glauconitice*, caracterizat de predominarea intercalaţiilor de gresii cuarţoase glauconitice, alături de care apar silicolite şi uneori brecii cu fragmente de granitoide cu feldspat roz şi roci verzi, asemănătoare şisturilor dobrogene.

Vârsta formaţiunii este Valanginian - Cenomanian inferior. Depozitele acestei formaţiuni au importanţă în petrogeneza zăcămintelor de hidrocarburi (roci mamă de petrol).

Formaţiunea de Bota-Zagon

Ciclul de sedimentare cretacic se încheie cu un complex de argile roşii şi verzi, asociate cu radiolarite şi tufuri, sincronă cu Formaţiunea Lutu Roşu din pânza de Teleajen (s-au acumulat în aceleaşi condiţii geochimice). Vârsta este cenomaniană.

Paleogenul – după o scurtă întrerupere de sedimentare datorată mişcărilor mezocretacice, sedimentarea marină se reia în condiţii de subsidenţă accentuată, încât se acumulează o stivă groasă de gresii, de 800-1000 m grosime.

În valea Moldovei gresia a fost denumită gresia de Prisaca-Tomnatec. Aceasta are o dezvoltare mare în partea estică a unităţii, continuându-se spre nord în Carpaţii ucraineni. În sud, în M-ţii Buzăului, gresia a fost denumită de Siriu, astfel încât această formaţiune grezoasă în ansamblu poartă denumirea de gresia de Formaţiunea de Prisaca-Tomnatec-Siriu.

Gresia este de tip litic, dispusă în bancuri groase (5-10 m grosime), în care predomină fragmentele de roci cristaline remaniate din zona central-carpatică, deja înălţată. Sunt puternic micacee, muscovitice, uneori căpătând caracter conglomeratic. Bancurile de gresii sunt separate de intercalaţii subţiri de argile. Ansamblul depozitelor au un caracter turbiditic. Vârsta paleocen-eocenă a fost argumentată pe baza faunei cu numuliţi.

Tectonica

Stilul tectonic este imprimat de plasticitatea ridicată a formaţiunilor cretacice şi competenţa mecanică ridicată a gresiilor paleogene. Pe formaţiunile plastice au luat naştere cute foarte strânse, fracturate longitudinal (cute solzi). În ce priveşte gresia de Prisaca-Tomnatec-Siriu, aceasta lipseşte în zona Valea Moldovei - Covasna, însă nu se poate preciza dacă lipsa se datoreşte condiţilor sedimentogenetice sau eroziunii puternice din zona axială, ridicată, a pânzei.

Litologia are reflexe şi în relief, în sensul că pe solzii vestici alcătuiţi din flişul negru (şisturile negre), s-a format un relief cu versanţii atenuaţi, afectaţi de procese de versant active, pe când pe solzii estici, alcătuiţi din gresia paleogenă, s-a grefat un relief de măguri şi „cueste de orogen”, cu fruntea orientată spre est.

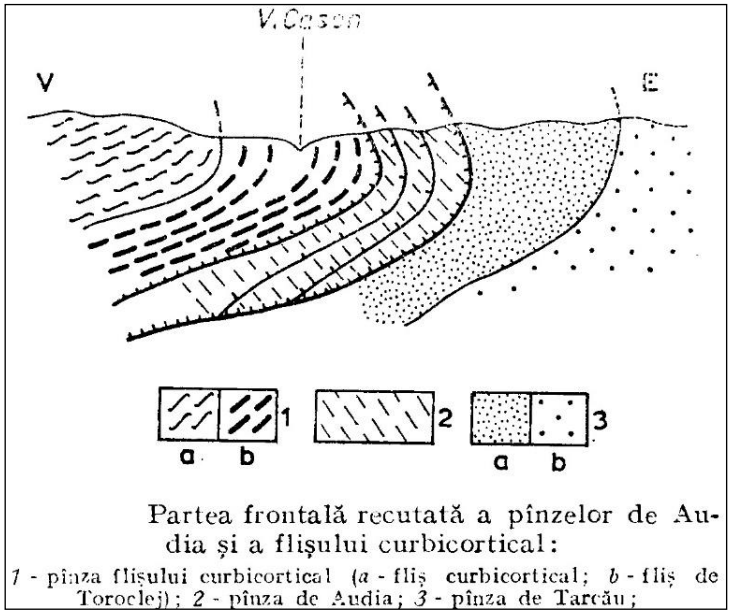


Fig. 17. Raporturile tectonice dintre pânzele de Audia și Tarcău în Valea Cason (după Săndulescu, 1984)

Structogeneza pânzei s-a definitivat în două etape:

a) Cutarea formaţiunilor cretacice şi formarea cutelor solzi în formaţiunile de Audia şi Bota - Zagon s-a produs în ***tectogeneza laramică***;

b) Reluarea tectonizării formaţiunilor cretacice, cutarea gresiei de Prisaca – Tomnatec - Siriu, desprinderea corpului pânzei de pe substrat şi şarierea spre est peste Pânza de Tarcău, a avut loc în ***tectogeneza stirică veche***, din Burdigalian.

Şariajul burdigalian al pânzei este argumentat de suprapunerea formaţiunilor cretacic-eocene peste Formaţiunea de Vineţişu, de vârstă acvitaniană, din pânza de Tarcău. Şariajul estic s-a produs după falia de Audia (Fig. 17).

PÂNZA DE TARCĂU (*MOLDAVIDE*)

Este cea mai importantă unitate din cuprinsul moldavidelor prin suprafața de adlorare, complexitate stratigrafică şi tectonică. Se individualizează din Valea Sucevei până în Valea Dâmboviţei. Este încălecată în vest de Pânza de Audia (de-a lungul faliei Audia), iar în partea de est este şariată peste depozitele Pânzei de Vrancea (de-a lungul faliei Tarcău), pe care în anumite porţiuni o acoperă în totalitate, venind în contact direct cu Pânza pericarpatică (= Pânza subcarpatică).

La suprafaţă apare pe lăţimi mari în partea de nord (în Valea Sucevei), înspre sud suferă o îngustare, ajungând la cca. 4 Km pe râul Suha Mică (afluent de dreapta al Moldovei), iar în M-ţii Vrancei ajunge la cca 41 km lăţime.

Aflorează în Obcina Mare, M-ţii Stânişoara, M-ţii Tarcăului, M-ţii Ciucului, M-ţii Nemira, M-ţii Vrancei, M-ţii Buzăului. În continuare, până în Valea Dâmboviţei, este mascată într-o mare măsură de depozitele postectonice sarmato-pliocene.

Stratigrafia

Stratigrafic, corpul Pânzei de Tarcău este alcătuit din depozite cretacice, paleogene şi miocene. În partea sudică, la sud-vest de râul Buzău, se suprapun şi depozite postectonice conservate în sinclinalele Slănic şi Drajna, acest sector reintrând în circuitul sedimentării după realizarea structurii majore a Pânzei de Tarcău.

Cretacicul – pe aria Unităţii de Tarcău, la nivelul Cretacicului s-a înregistrat o mare uniformitate de sedimentare. În intervalul Valangianian - Turonian s-au acumulat depozite uniforme litologic, repartizate formaţiunilor de Audia şi Cârnu-Şiclău. În partea superioară, în Senonin, se înregistrează o variaţie litofacială de la est spre vest, pusă în legătură cu modificările morfologice din bazin, induse de mişcările laramice. În partea vestică depozitele sunt predominant arenitice, micacee, spre deosebire de cea estică în care predomină materialul pelitic. Variaţia litofacială se datoreşte surselor de aprovizionare cu material detritic şi morfologiei bazinului de sedimentare, morfologie condiţionată de distribuţia cordilierelor submerse. S-a depus Formaţiunea de Hangu, cu denumiri toponimice diferite pentru zonele nordice, vestice, sudice şi estice.

Formaţiunea de Audia

Este alcătuită dintr-un fliş negru, în care roca dominantă este reprezentată de argile şi argilite negre, bituminoase. Pe baza caracteristicilor litologice s-au separat trei membri distincţi:

- *membrul inferior cu siderite*, alcătuit din argile şi marno-argile în care se intercalează gresii silicioase, gresii calcaroase, calcare detritice şi concreţiuni sferosideritice, care pot atinge diametrul de un metru;
- *membrul median cu lidiene*, cu un fond argilo-marnos în care se intercalează gresii, gaize şi spongolite;
- *membrul superior al gresiilor cuarţoase glauconitice*, caracterizată de predominarea intercalaţiilor de gresii cuarţoase glauconitice, alături de care apar silicolite şi uneori brecii cu

fragmente de granitoide cu feldspat roz şi roci verzi, asemănătoare şisturilor dobrogene. Vârsta formaţiunii este Valangian-Cenomanian inferior.

Formaţiunea de Cârnu - Şiclău (= Formaţiunea de Lupchianu, în M-ţii Vrancei)

Are aceleaşi trăsături petrografice ca şi formaţiunile Lutu Roşu şi Bota - Zagon, fiind sincrone. Reprezintă un complex litologic argilo-marno-calcaros: argile roşii şi verzi, marne, calcare, gresii calcaroase muscovitice, asociate cu radiolarite şi tufuri.

Formaţiunea de Hangu

Cuprinde depozite de cca. 1000 m grosime, alcătuite din marne, calcare argiloase, calcare grezoase, gresii calcaroase, gresii micacee slab calcaroase, microconglomerate cu fragmente de roci verzi, calcare detritice şi, subordonat, argile marnoase verzi şi cenşii. Rocile care imprimă nota caracteritică sunt marnele şi calcarele argiloase (marno-calcarele) vinete-albicioase, cu Chondrites şi străbătute de diaclaze fine de calcit. Depozitele acestei formaţiuni reprezintă un fliş predominant calcaros, sedimentogenetic datorându-se curenţilor de turbiditate. Vârsta este Senonian (Cretacic superior). În partea de vest, depozitele în facies arenitic, sincrone, au fost denumite drept Formaţiunea de Horgazu.

Paleogenul – este prezent prin cele trei epoci: Paleocen, Eocen şi Oligocen. Depozitele paleogene sincrone se caracterizează prin mari variaţii litofaciale spaţiale, pe orizontală de la est spre vest şi pe verticală (în timp), ceea ce a determinat separarea mai multor litofaciesuri şi entităţi litologice.

Paleocenul – pe cea mai mare parte din aria Tarcăului depozitele sunt uniforme, acumulându-se sedimentele din care au luat naştere rocile care alcătuiesc Formaţiunea de Izvor.

Formaţiunea de Izvor

Depozitele acestei formaţiuni marchează o schimbare în evoluţia sedimentării faţă de cea cretacică. Predomină rocile calcaroase şi grezoase, nota caracteristică a acestor depozite fiind dată de calcarele detritice, formate din fragmente de testuri ale organismelor. Aceste roci au fost denumite calcare allodapice. De asemenea mai apar marne, argile şi microconglomerate şi conglomerate cu elemente de roci verzi.

Eocenul* –** morfologia şi batimetria bazinului de sedimentare se schimbă radical ca efect al mişcărilor laramice. Atfel, pe aria Unităţii de Tarcău se individualizează trei zone de sedimentare, cu surse de aprovizionare şi condiţii ale mediului geochimic diferite. În aceste condiţii, depozitele se grupează în trei litofaciesuri care se succed de la vest spre est. În partea vestică sedimentele sunt predominant grezoase, tipul litologic caracteristic fiind gresia micacee de Tarcău. Întreg ansamblu vestic a primit denumirea de ***„litofaciesul de Tarcău”. În partea estică, spre vorland, depozitele sunt mult mai variate, predominant calcaroase, constituind ***„litofaciesul de Doamna”.*** Între cele două litofaciesuri apare o zonă cu depozite de tranziţie, ansamblul acestor depozite fiind desemnat sub denumire de ***„litofaciesul de Tazlău”.***

Litofaciesul de Tarcău – sursa de material sedimentar pentru zonele vestice o constituie catena carpatică înălţată şi într-o anumită măsură cordilierele submerse, rezultând depozite predominant grezoase, micacee, repartizate formaţiunilor de Tarcău, Podu Secu şi Ardeluţa.

Formaţiunea de Tarcău

Este alcătuit din depozite grezoase, ce pot depăşi 2000 m grosime: gresii micacee cenuşii, în bancuri care pot atinge 10 m grosime, cu sortare gradată şi hieroglife pe talpă. Se pot intercala argile, marne, calcare şi conglomerate cu elemente de şisturi cristaline.

Formaţiunea de Podu Secu

În partea superioară a Eocenului condiţiile de sedimentare se schimbă, peste gresiile masive de Tarcău, depunându-se un fliş cu gresii calcaroase în strate subţiri, curbicorticale,

cu intercalaţii de argile. La partea superioară apare un nivel de marne cu globigerine, extins pe întreaga suprafaţă a Pânzei de Tarcău.

Formaţiunea de Ardeluţa

Peste flişul de Podu Secu urmează depozite marno-grezoase, alcătuite din gresii grosiere şi microconglomerate, marne şi marno-calcare. Sunt foarte bogat fosilifere, formând nivele de calcare detritice, lumaşelice, cu numuliţi.

Litofaciesul de Doamna – se dezvoltă în partea de est a unităţii, predominând faciesul argilo-marno-calcaros. S-au separat formaţiunile de Straja, Suceviţa, Calcarul de Doamna, Bisericani şi gresia de Lucăceşti.

Formaţiunea de Straja

În coloana litologică predomină rocile silicioase, caracteristic fiindu-i o coloraţie predominant roşie. Depozitele sunt formate din argile, marne şi calcare, de culoare roşie-cărămizie, verde-cenuşie sau vărgate dispuse în strate subţiri, cu intercalaţii de gresii calcaroase şi silicioase, glauconitice şi silicolite (gaize, spongolite, radiolarite).

Formaţiunea de Suceviţa

Peste flişul de Straja urmează o alternanţă ritmică de gresii calcaroase, calcare grezoase, gresii silicioase, argile şi marne, cu intercalaţii de microconglomerate cu elemente de şisturi verzi. La partea superioară apare un nivel de gresii micacee, cenuşii, cu asterocycline.

Formaţiunea calcarelor de Doamna

Acesta are o grosime de cca. 20-80 m și este alcătuită din calcare fine de culoare alb-gălbuie, verzuie sau maronie, în care apar frecvent silicifieri de tip chaille. Stratele de 10-15 cm grosime sunt separate de marne şi argile cenuşii-verzui.

Formaţiunea de Bisericani

Peste calcarul de Doamna urmează un ansmblu litologic predominant argilos, cu o coloraţie rosie, verzuie şi pestriţă, în care se intercalează strate subţiri de gresii. Se deosebește de cea din ”litofaciesul de Tazlău”, denumită Formațiunea de Plopu prin frecvenţa mai redusă a intercalaţiilor grezoase. La partea superioară se individualizează nivelul marnelor cu globigerine.

Gresia de Lucăceşti

Sincron cu Formaţiunea de Ardeluţa, marno-grezoasă, pe aria litofaciesului de Doamna se depune o gresie silicioasă, asemănătoare cu gresia de Kliwa, în grosime de 5-25 m, care încheie sedimentarea eocenă.

Litofaciesul de Tazlău

Pe aria litofaciesului de Tazlău are loc o interferenţă a materialului epiclastic carpatic cu cel platformic, de natură central-dobrogeană. Astfel se realizează o alternanţă a materialului marno-calcaros, de provienenţă estică, cu cel arenitic, micaceu, de provienenţă vestică.

Formaţiunile care s-au acumulat sunt: Straja, Tazlău, Plopu (sincronă cu Podu Secu şi Bisericani) şi Lupoaia (sincronă cu Ardeluţa şi gresia de Lucăceşti).

Oligocenul - include depozitele care s-au format după depunerea formaţiunilor gresiei de Lucăceşti, Lupoaia şi Ardeluţa, când s-a produs o schimbare radicală a regimului marin, prin instalarea unui mediu de tip euxinic, puternic reducător, ceea ce a determinat formarea unor roci bituminoase (disodile, marne bituminoase) şi silicioase (menilite, gresii de Kliwa). Caracterul euxinic diferit ca intensitate în bazin şi sursele diferite de material detritic (în vest – carpatică, arenitică cu multă mică; în est - platformică şi de cordilieră, cu multă silice şi fragmente de şisturi verzi), au condus la formarea a trei litofaciesuri diferite.

În partea vestică, depozitele oligocene s-au acumulat într-un facies cu condiţii euxinice mai puţin pregnante, astfel încât argilele sunt mai puţin bituminoase, cunoscute sub denumirea de pseudodisodile. Nota dominantă o dau gresiile micacee, slab calcaroase, de tip Fusaru, motiv pentru care acest facies a fost denumit ***„litofaciesul de Fusaru”.*** Se suprapune parţial peste litofaciesul eocen de Tarcău.

S-au separat din bază spre partea superioară următoarele unităţi litologice: marnele bituminoase şi menilite; disodilele inferioare şi pseudodisodilele cu lentile de siderit; gresia de Fusaru şi formaţiunea de Vineţişu.

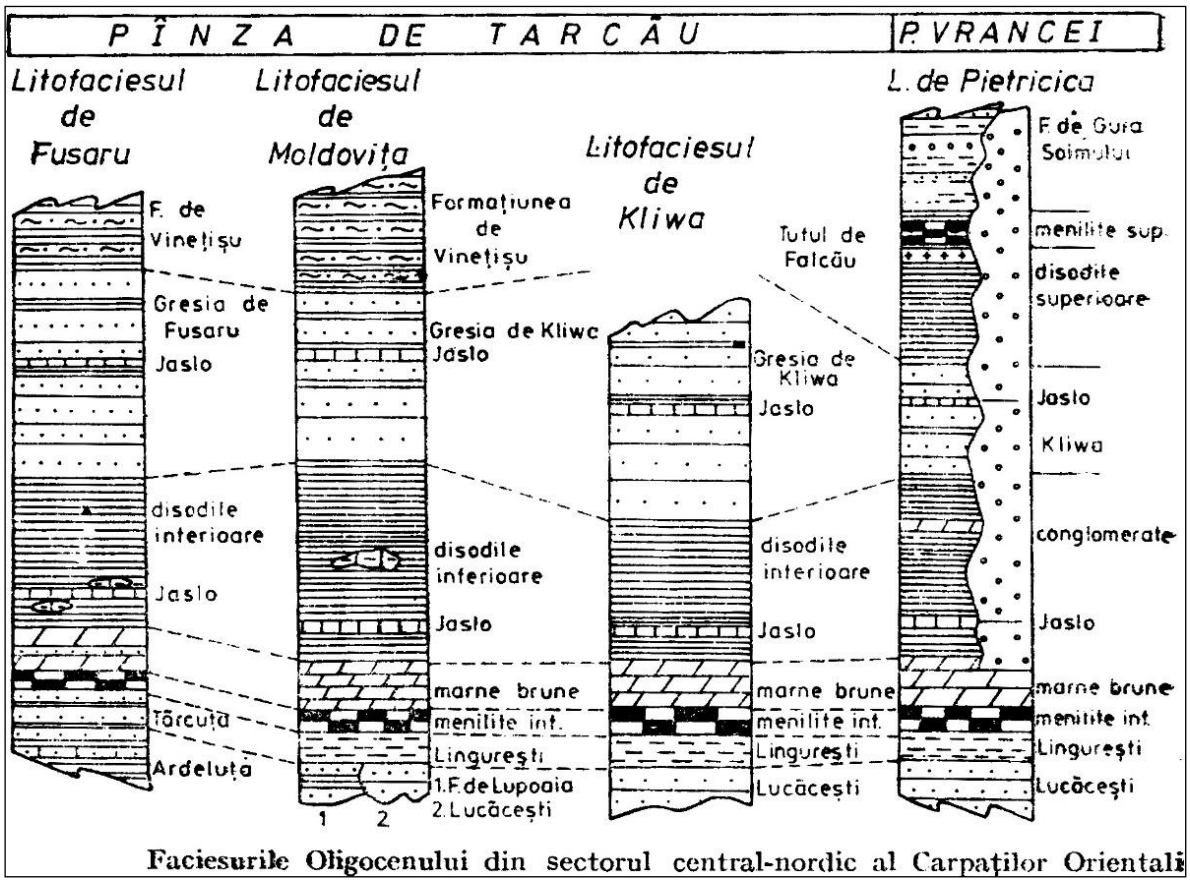


Fig. 18. Litostratigrafia Oligocen-Miocenului în domeniile de Tarcău și Vrancea (după Grasu et al., 1988)

În partea estică, depozitele oligocene se caracterizează prin prezenţa gresiilor silicioase de Kliwa şi printr-un pronunţat caracter bituminos al materialului pelitic. A fost denumit ***„litofaciesul de Kliwa”*** şi se suprapune peste litofaciesul de Doamna şi parţial de Tazlău. Au fost separate următoarele unităţi litologice: menilitele inferioare şi gresiile de Ferestrău; marnele bituminoase; disodilele inferioare cu calcarul de Jaslo şi gresia de Kliwa.

Între cele două faciesuri apare o zonă de întrepătrundere, în care stratele de gresii silicioase alternează cu gresiile micacee, curbicorticale, iar rocile pelitice au un caracter bituminos mai slab decât în est. Acest ansamblu de roci a fost denumit ***„litofaciesul de Moldoviţa”.*** S-au separat: menilitele inferioare; marnele bituminoase; disodilele inferioare; gresia de Kliwa şi gresia de Fusaru; Formaţiunea de Vineţişu (Fig. 13, 18).

Neogenul - în Miocen, în prima parte, marea se retrage spre sud, unde continuă sedimentarea pe aria Unităţii de Tarcău. După mişcările stirice în care se realizează structura majoră şi şariajul pânzei, se produce o întrerupere de sedimentare, după care aria sudică a pânzei reintră în procesul de sedimentare. Se formează depozite posttectonice care acoperă discordant pe cele din corpul Pânzei de Tarcău.

Acvitanian - Burdigalian inferior

Depozite miocene care încheie sedimentarea în pânza de Tarcău s-au format numai la sud de Valea Râmnicului Sărat, în zonele subsidente în care marea a persistat.

Sedimentarea a fost activă în intervalul Acvitanian - Burdigalian inferior, când s-au acumulat depozitele Formaţiunii de Cornu. Acestea s-au conservat în sinclinalele Slănic şi Drajna şi pe marginea unităţii între Râmnicul Sărat şi Buzău. Depozitele sunt alcătuite dintr-o

alternanţă marno-calcaroasă, care debutează cu gipsuri şi în care se intercalează disodile (argile bituminoase) şi strate de gresii, conglomerate şi nisipuri.

Badenian (?) -Pliocen – după individualizarea unităţii tectonice, marea a revenit şi sedimentarea a continuat în facies de molasă, până în Pliocen. Sedimentarea debutează cu conglomeratele de Brebu, peste care urmează formaţiunile cu sare, gresiile oolitice şi tufuri şi, la partea superioară, gresiile şi marnele pliocene.

Tectonica

Realizarea structurii majore şi şariajul Pânzei de Tarcău s-a produs în tectogenezele stirice (stirică veche – în Burdigalian; stirică nouă – în Badenian). Din vest suportă şariajul Pânzei de Audia, după falia de Audia, iar în est este şariată de-a lungul faliei de Tarcău peste Pânza de Vrancea sau peste Pânza subcarpatică. Structogeneza pânzei s-a realizat în două etape:

a) În ***tectogeneza stirică veche*** s-a produs cutarea formaţiunilor, formarea sistemului ruptural, a cutelor solzi şi digitaţiilor;

În Pânza de Tarcău au luat naştere trei ***digitaţii***: una vestică, denumită ***de Asău***, una mediană denumită ***de Tazlău*** şi în est, ***digitaţia externă*** (skibele externe).

Digitaţia de Asău – este alcătuită din depozitele litofaciesurilor de Tarcău şi Fusaru, cu o competenţă mecanică ridicată, rezultând cute sinclinale şi anticlinale largi, extinse longitudinal pe zeci de km.

Digitaţia de Tazlău – este alcătuită din depozitele litofaciesurilor estice şi intermediare, cu o plasticitate mai ridicată, motiv pentru care în procesul de cutare au luat naştere cute solzi, strânse, cu vergenţă estică;

Digitaţia externă - alcătuită din cute solzi cu vergenţă estică.

b) În ***tectogeneza stirică nouă*** s-a realizat desprinderea de pe soclu şi şarierea depozitelor spre est, peste Pânza de Vrancea sau molasa pericarpatică. Avansarea a fost de cel puţin 40-50 km, fapt dovedit de deschiderea semiferestrelor. Dovada cea mai elocventă privind vârsta şariajului este oferită în Depresiunea Comăneşti, unde depozitele sarmaţiene acoperă şariajul Pânzei de Tarcău.

PÂNZA DE VRANCEA (*MOLDAVIDE*)

Reprezintă cea mai estică unitate de fliş, care suportă şariajul pânzei de Tarcău în vest iar în est este şariată peste Pânza subcarpatică (zona de molasă). Spre deosebire de celelalte pânze de fliş, aceasta nu apare pe o zonă continuă, ci cu întreruperi pe suprafeţe mari, datorită avansării diferenţiate a Pânzei de Tarcău şi capacităţii de eroziune diferită a reţelei hidrografice.

Apare deschisă la zi în *semiferestre şi ferestre tectonice*, ca rezultat al înălţărilor tectonice ale diferitelor sectoare carpatice şi acţiunii erozive ale principalelor râuri estice: ***semiferestrele Suceava - Putna*** (în Obcina Mare, deschisă de râul Suceava şi afluentul de dreapta, Putna), ***Suceviţa*** (în Obcina Mare, deschisă de râul Sucevită), ***Humor*** (deschisă de râul Moldova, în Obcina Mare şi M-ţii Stânişoarei), ***Bistriţa*** (deschisă de râurile Cracău, Bistriţa şi Tazlău, în M-ţii Stânişoarei şi Tarcăului), ***Slănic - Oituz*** (deschisă între Trotuş şi Caşin, în M-ţii Nemira), ***Vrancea*** (deschisă de râul Putna şi afluenţii săi, în M-ţii Vrancei) şi ***fereastra Dumesnic*** (în M-ţii Stânişoarei) (Fig. 10).

Stratigrafia

Pânza de Vrancea este alcătuită din depozite cretacice, paleogene şi miocen inferioare. Evoluând în partea estică a bazinului flişului depozitele se aseamănă într-o oarecare măsură cu cele ale Unităţii de Tarcău. De la nord la sud se înregistrează în semiferestrele amintite o serie de diferenţe litofaciale (Fig. 13).

Cretacicul. Aflorează la zi numai în semiferestrele sudice Bistriţa şi Vrancea, în axul anticlinalelor Doamna-Horaiţa şi Coza. Depozitele sunt repartizate formaţiunilor Strei -

Sărata, echivalentă cu cea de Audia (Valanginian - Cenomanian inferior), Tisaru, echivalentă cu Formaţiunea de Cârnu- Şiclău (Cenomanian superior - Turonian) şi Lepşa, echivalentă cu cea de Hangu (Senonian). Litologic, în linii mari, sunt asemănătoare.

Paleocen – Eocen. În semiferestrele nordice cele mai vechi formaţiuni care aflorează sunt cele eocene, spre deosebire de semiferestrele sudice în care aflorează şi depozitele paleocene. Include aceleaşi formaţiuni cunoscute din Pânza de Tarcău: de Izvor (= formaţiunea de Caşin, în semifereastra Vrancea); de Straja (= Formaţiunea de Piatra Uscată, în Vrancea); de Suceviţa (= Jghebul Mare, în semifereastra Bistriţa; = Greşu-Bucieş, în semifereastra Vrancea); calcarul de Doamna; de Bisericani şi gresia de Lucăceşti.

Oligocenul. Oligocenul din Pânza de Vrancea se aseamănă cu cel în litofaciesul de Kliwa al Pânzei de Tarcău, separându-se menilitele inferioare, marnele albe bituminoase, disodilele inferioare, gresia de Kliwa şi, în plus faţa de litofaciesul de Kliwa din aria Pânzei de Tarcău, apar disodilele şi menilitele superioare.

Faţă de faciesul de Kliwa, în unele zone estice Oligocenul are anumite particularităţi. Astfel, începând cu disodilele inferioare depozitele pot fi substituite în totalitate sau parţial prin conglomerate cu elemente de şisturi verzi iar intercalaţiile de gresii de Kliwa se reduc. În acest caz depozitele alcătuiesc ***„litofaciesul de Pietricica”*.**

Miocenul inferior. În cadrul Miocenului se disting formaţiunile de Gura Şoimului, saliferă inferioară şi de Hârja. Specifică este Formaţiunea saliferă inferioară, cu un fond de argile lipsite de stratificaţie, cu dispoziţie haotică, care înglobează galeţi şi blocuri mari de şisturi dobrogene, cuarţite albe şi lentile de sare şi gips. Formaţiunea s-a acumulat în condiţii lagunare, de climat arid. Aceste depozite au favorizat, prin plasticitatea ridicată, alunecarea pânzei spre est.

Tectonica

Pânza de Vrancea suportă din vest şariajul Pânzei de Tarcău, după falia Tarcău şi încalecă la rândul ei zona de molasă, după falia externă (Fig. 10, 19).

Structogeneza pânzei s-a desfăşurat în două etape:

a) Formarea structurii interne a pânzei, cutarea, falierea, formarea solzilor a avut loc în ***mişcările stirice vechi*** din Burdigalian. Au luat naştere anticlinalele majore Doamna - Horaiţa (în semifereastra Bistriţa) şi Coza (în semifereastra Vrancea), care moştenesc probabil o cordilieră de şisturi verzi, cu o lungime de peste 200 km, denumită Streiu-Cernegura. Aceasta a fost activată în Eocen - Oligocen și a fost foarte productivă în Miocenul inferior, când se presupune că se înălţa deasupra nivelului mării, aprovizionând din abundenţă bazinul cu elemente de şisturi verzi.

b) Desprinderea de pe soclu şi avansarea peste molasa pericarpatică a avut loc în ***tectogeneza stirică*** nouă din Badenian, fapt demonstrat de depozitele de vârstă Badenian inferioar prinse sub planul de şariaj;

În ***tectogeneza moldavică***, intrasarmaţiană (Volhinian), ansamblul pânzelor carpatice au fost împinse în faţă, solidar, peste zona de vorland.

O altă problemă este cea a factorilor care au condus la realizarea smiferestrelor în care apare Pânza de Vrancea. Se consideră că factorul principal l-a constituit capacitatea erozivă a cursurilor de apă (semiferestrele apărând pe principalele cursuri de apă) şi, în subsidiar, ridicările tectonice din anumite zone (Vrancea, Bistriţa etc.).

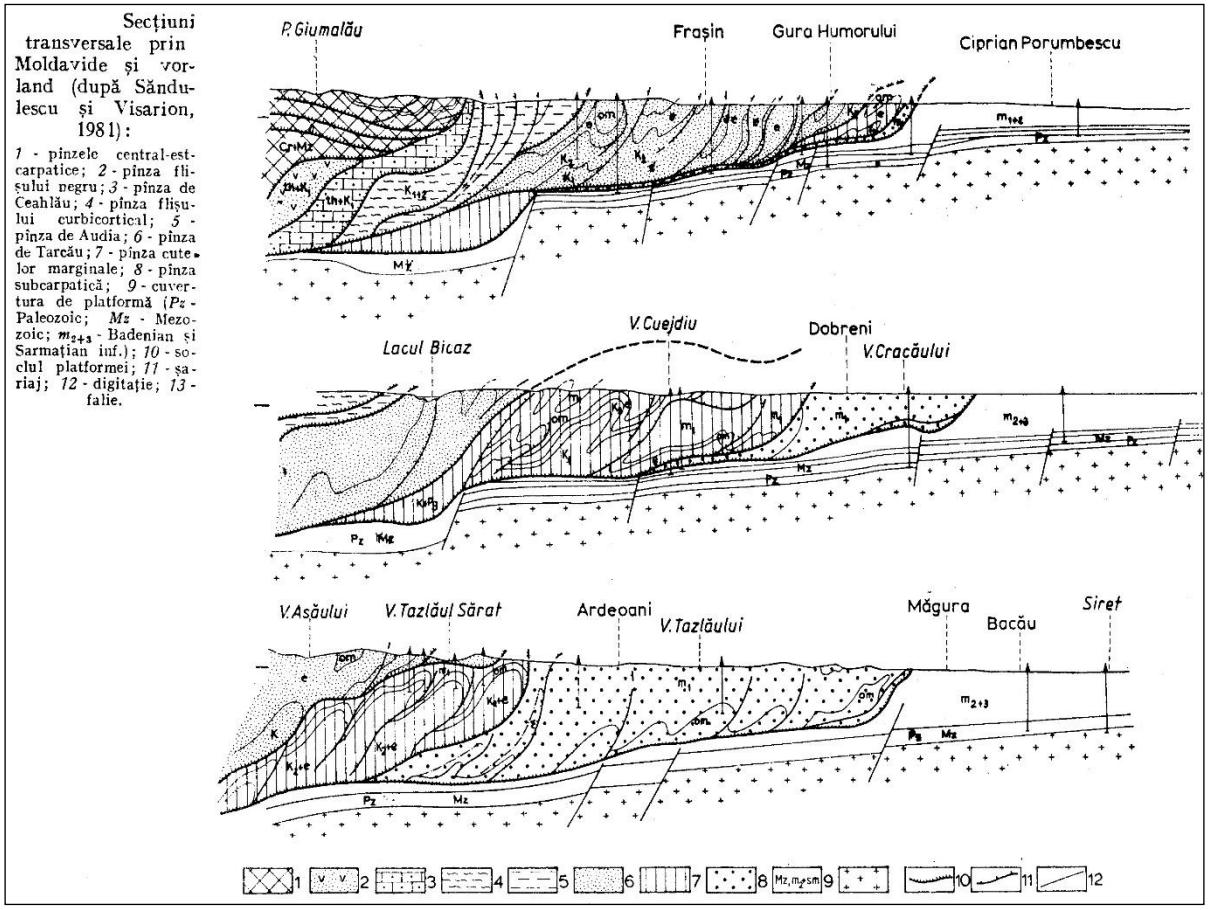


Fig. 19. Şariajul Pânzei de Vrancea peste Platforma Moldovenească în văile Moldovei, Bistriţei şi Tazlăului (după Săndulescu, 1984)

3. DOMENIUL DE MOLASA

În etapa finală de evoluţie a unui geosinclinal spre catenă orogenică, sub sarcina pânzelor în avansare, marginea vorlandului se fracturează şi se produce o depresionare, paralel cu fruntea şariajului. Aceasta se concretizează într-un şanţ denumit avanfosă, care constituie ultimul domeniu de sedimentare de tip carpatic. Seriile sedimentare acumulate în avanfosă constituie molasa Carpaţilor Orientali.

Formaţiunile molasice prezintă două trăsături specifice:

- sunt roci imature, cu multe rudite, gresii, arcoze, roci slab consolidate în general, fără o stratificaţie evidentă. Acest ansamblu sedimentar se datoreşte ratei mari de eroziune, care atacă relieful viguros al catenei recent înălţate în vest;

- rocile rudito-arenitice se asociază cu evaporite acumulate în regim lagunar instalat datorită colmatării bazinului de avanfosă.

În literatură, zona de molasă apare sub diverse denumiri, în funcţie de criteriul folosit: Pânza subcarpatică = Pânza pericarpatică (criteriul geotectonic); zona neogenă (criteriul vârstei); zona saliferă (criteriul sdimentologic); zona de avanfosă (evoluţia bazinului).

Se extinde de la frontiera de nord până la Dâmboviţa, morfologic suprapunându-se Subcarpaţii Moldovei şi Subcarpaţii Curburii. În vest vine în contact tectonic cu pânzele de Tarcău şi Vrancea, după faliile Tarcău şi externă, iar în est este şariată peste domeniul de platformă, de-a lungul faliei pericarpatice.

Sectorul care se va discuta în continuare este cuprins între frontiera de nord şi Valea Dâmboviţei. Lăţimea zonei de molasă la nord de Valea Moldovei este de 0,3-3 km, în zona Bacăului ajunge la 30-35 km, iar la vest de Buzău depăşeşte 40 km (în această zonă molasa acoperă parţial prisma orogenică: depozitele pânzelor de Vrancea, Tarcău şi chiar Audia).

1. Stratigrafia

În molasa Carpaţilor Orientali s-au înregistrat două etape de sedimentare, separate de o întrerupere datorată tectogenezei moldavice (Volhinian). În prima etapă, desfăşurată în intervalul ***Eocen superior - Volhinian inferior***, s-au format depozitele intens cutate în mişcările premoldavice, cunoscute sub denumirea de ***„molasa pretectonică”*** sau ***„molasa inferioară”***. În etapa a doua, desfăşurată în intervalul ***Volhininian superior - Pleistocen***, s-au acumulat depozitele depuse discordant peste molasa inferioară şi care au suferit deformări monoclinale sau o uşoară cutare în mişcările valahe. Aceaste depozite sunt cuprinse sub denumirea de ***„molasa posttectonică”*** sau ***„molasa superioară”*** (Fig. 20).

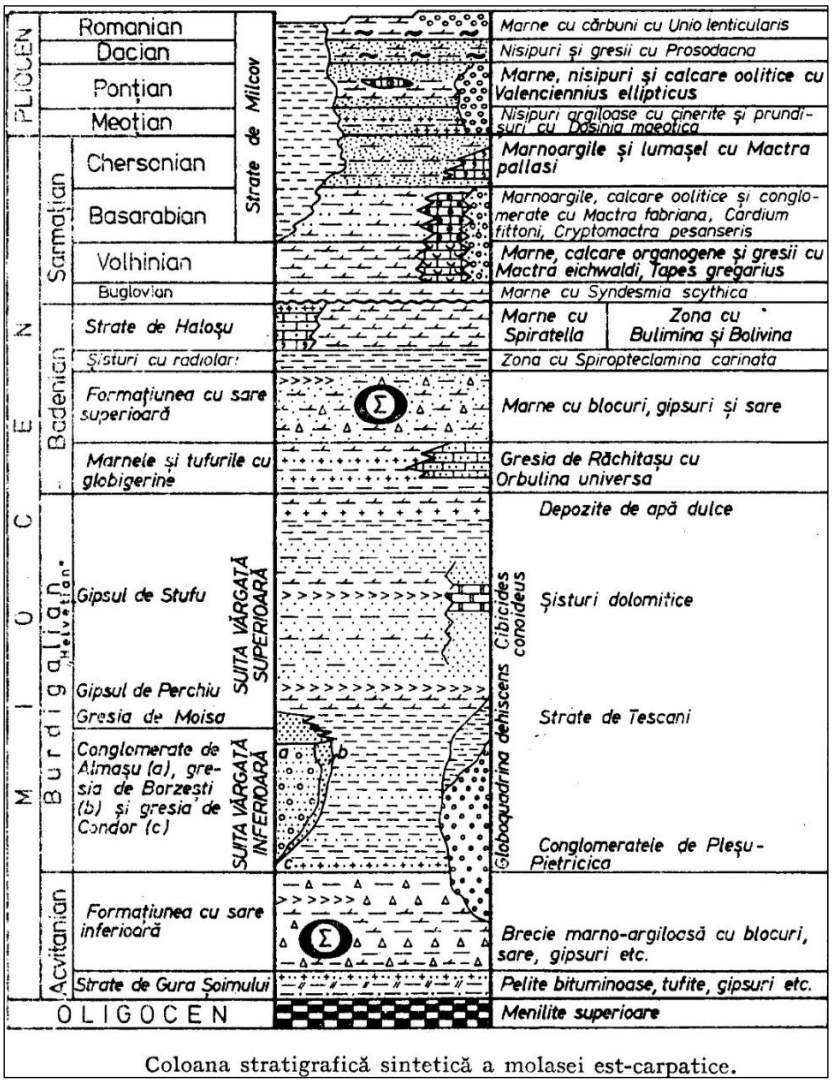
1.1. Molasa inferioară (pretectonică)

Eocen superior – Oligocen

Reprezintă cele mai vechi depozite care aflorează în anticlinalele Pleşu - Tg. Neamţ şi Petricica Bacăului (extins pe 35 Km, până în zona Oneşti). În ax se întâlnesc argilele de Bisericani, menilitele inferioare, marnele albe bituminoase, disodilele şi gresia de Kliwa.

Miocenul inferior şi mediu

S-au acumulat formaţiuni cu caracter molasic şi lagunar, care au variaţii litofaciale de la vest la est.



Coloana stratigrafică sintetică a molasei est-carpatice.

Fig. 20. Coloana litostratigrafică a molasei est-carpatice (Mutihac, 1990)

- *Formaţiunea saliferă inferioară (= Formaţiunea cu sare; = brecia sării)* – este formată dintr-un fond de argile lipsite de stratificaţie, care înglobează blocuri de şisturi verzi, cuarţite albe şi lentile de sare şi gipsuri. Vârsta este Acvitanian;

- *Formaţiunea de Măgireşti (= molasa roşie; = seria vărgată inferioară)* – alcătuită dintr-o alternanţă de argile, siltite, gresii şi marne cenuşii sau brun-roşietice. Siltitele conservă impresiuni de picături de ploaie, paşi de păsări şi feline. O asemenea zonă ocrotită se găseşte pe pârâul Bozului, în Vrancea. Ichnofauna (urmele lăsate de organisme pe substrat) denotă acumularea într-o regiune litorală, supusă mareelor. Spre est, Formaţiunea de Măgireşti este substituită de ***„conglomeratele de Pleşu-Petricica”*** alcătuite exclusiv din galeţi de şisturi verzi dobrogene;

- *Gipsul de Perchiu* - reprezintă un complex litologic în care gresiile şi marnele alternează cu strate de gips. Acestea s-au acumulat într-un mediu lagunar, sub un climat arid;

- ”*Formaţiunea cenuşie*” - reprezintă un complex de argile, marne cenuşii şi gresii gălbui-roşietice, slab consolidate, ce depăşeşte 800 m grosime.

Vârsta formaţiunilor de Măgireşti, Gipsului de Perchiu şi cenuşie este burdigaliană;

- ”*Formaţiunea saliferă superioară*” - este asemănătoare celei inferioare, cu gipsuri şi sare. De remarcat că formaţiunile salifere cantonează toate masivele de sare gemă din Carpaţii Orientali;

- *Formaţiunea de Răchitaşu* - identificată în dealul Răchitaşu (Vrancea), reprezintă un complex de gresii şi gresii calcaroase, calcare, în care se intercalează tufuri (tuful de Sălnic), iar la partea superioară se individualizează un nivel de marne cu globigerine. Începând cu Badenianul nu se mai întâlnesc elemente de şisturi verzi, ceea ce arată că în şariajul spre est depozitele carpatice au acoperit cordiliera de şisturi verzi, aceasta nemaifuncţionând ca sursă de material detritic pentru bazin. Prezenţa tufurilor indică o activitate vulcanică intensă în interiorul catenei. Vârsta formaţiunilor saliferă superioară şi de Răchitaşu este badeniană.

1.2. Molasa superioară (posttectonică)

Seria pretectonică se încheie cu depozitele volhinian inferioare, cu răspândire redusă.

După depunerea acestora au loc mişcările moldavice, care determină şarierea întregului edificiu carpatic spre est, peste domeniul de platformă de-a lungul faliei pericarpatice. Zona situată la nord de Trotuş este exondată şi devine uscat, întrând sub controlul dinamicii externe, în timp ce în zona sudică se instalează un regim subsident accentuat, ceea ce determină revenirea în domeniul de sedimentare şi formarea molasei posttectonice (superioare).

În seria posttectonică, care s-a format în intervalul Volhinian superior - Pleistocen, s-au identificat etajele Basarabian, Chersonian, Meoţian, Ponţian, Dacian, Romanian şi Pleistocen. Aceste diviziuni stratigrafice cuprind faciesuri argilo-nisipoase, local cu intercalaţii de calcare oolitice sau lumaşelice, cu faune bogate de bivalve şi gasteropode. La parte superioară, în Romanian şi Pleistocen, se acumulează în condiţii lacustre *Formaţiunea de Cândeşti*, formată din depozite predominant ruditice, conservate în Măgura Odobeştilor.

2. Tectonica

Structogenetic molasa a evoluat în trei etape, rezultând Pânza pericarpatică (= Pânza subcarpatică):

a) În tectogeneza **stirică nouă**, din Badenian, se realizează structura internă a pânzei: cutarea formaţiunilor, falierea şi formarea solzilor şi digitaţiilor. Digitaţiile identificate, de la vest spre est, sunt Măgireşti-Perchiu, Petricica şi Valea Mare;

b) În ***tectogeneza moldavică*** (Volhinian) se produce deplasarea în ansamblu a Orogenului Carpatic, inclusiv a depozitelor de molasă, peste domeniul de platformă;

c) În ***tectogeneza valahă*** (Romanian-Pleistocen) se produce deformarea slabă a molasei superioare.

În zona de molasă se disting trei sectoare, cu particularităţi tectonice distincte:

2.1. Sectorul nordic – se întinde între frontiera de nord şi râul Trotuş şi corespunde cu dezvoltarea cu precădere a molasei inferioare şi o dezvoltare foarte redusă a molasei superioare.

Formaţiunile eocen-badeniene sunt cutate în anticlinale şi sinclinale, faliate longitudinal, cu aspect de cute solzi. Spre bordura estică se desfăşoară anticlinalele Pleşu - Tg. Neamţ şi Petricica Bacăului, în ale căror axe se găsesc depozite vechi, de tip fliş. Unele anticlinale, precum Cacica şi Tg. Ocna, prezintă un nucleu diapir de sare.

La zi s-au separat trei digitaţii ale Pânzei pericarpatice: în partea de vest, între Bistriţa şi Trotuş aflorează digitaţia de Măgireşti - Perchiu; în continuare spre est, cuprinzând întreg sectorul, apare la zi digitaţia Petricica; pe bordura estică, discontinuu, apare digitaţia Valea Mare. Conţinutul litologic al formaţiunilor sincrone suferă unele modificări în cele trei digitaţii şi de asemenea, denumirile toponimice folosite în unele cazuri, sunt diferite.

Cutarea formaţiunilor s-a produs în tectogeneza stirică nouă, iar avansarea peste domeniul estic în tectogeneza moldavică. Efectele tectogenezei valahe nu s-au resimţit în acest sector. Argumentul pentru avansarea volhiniană (moldavică), îl constituie depozitele de vârstă Volhinian inferior prinse sub planul de şariaj pericarpatic şi cele basarabiene care acoperă planul de şariaj (de ex. situaţia de la Stânca Şerbeşti - Piatra Neamţ);

2.2. Sectorul Trotuş - Slănic de Buzău (= zona de monoclin) - în acest sector se dezvoltă atât molasa inferioară cutată, cât şi molasa superioară. În această zonă, înălţările datorate tectogenezei valahe au avut drept efect dispunerea depozitelor molasei superioare într-o structură monclinală, cu înclinări estice şi sud-estice, fiind şi slab cutată. Din acest motiv acest sector poartă şi numele de ***„zona de monoclin”***. Se poate urmări în profilul văii Putna, de la Valea Sării până în Măgura Odobeştilor.

Aici falia pericarpatică rămâne în adâncime, fiind mascată de depozitele molasei superioare, care vin în contact cu cele ale molasei inferioare de-a lungul faliei Caşin - Bisoca;

2.3. Sectorul Slănic de Buzău - Dâmboviţa (zona cutelor diapire) – acest sector prezintă o structură particulară, determinată de existenţa masivelor de sare cu comportament diapir. Aici bazinul de avanfosă este foarte larg, iar molasa superioară înaintează mult în părţile interne ale catenei carpatice acoperind nu numai molasa inferioară, ci şi părţi ale flişului intern. Depozitele posttectonice s-au păstrat în sinclinalele Slănic şi Drajna.

Formaţiunile molasei superioare, care se suprapun în cea mai mare parte peste cele ale molasei inferioare, prezintă o structură caracteristică de cute incipiente. Masivele de sare din formaţiunile salifere a determinat apariţia cutelor anticlinale de tip diapir. Acestea sunt străpunse în zona axială de roci plastice, în cazul de faţă de sare sau argilă amestecată cu sare, rezultând cute anticlinale înguste separate de sinclinale largi, cu umplutură sarmato-pliocenă.

În zona cutelor diapire, procesul de diapirism scade în intensitate dinspre catena carpatică spre exterior, în conformitate cu dimunuarea tensiunilor tectonice. Astfel, de la interior spre exterior, se disting patru aliniamente:

- ***aliniamentul cutelor diapire revărsate*** – sâmburele de sare este complet dezrădăcinat, deversat spre est, cu o poziţie superficială (anticlinalele Lapoş, Buştenari, Ţintea);
- ***aliniamentul cutelor diapire exagerate*** – sâmburele de sare străpunge toate formaţiunile, până ajunge la zi (anticlinalul Udreşti);
- ***aliniamentul cutelor diapire atenuate*** – sâmburele de sare nu ajunge la suprafaţă (structurile din jurul Ploieştilor);
- ***aliniamentul cutelor criptodiapire*** – structurile sunt larg boltite şi se bănuieşte existenţa sării în adâncime (structurile Berca-Arbănaşi, Ceptura, Urlaţi, Tinosu-Brazi).

În acest sector au avut efecte, cu intensităţi diferite, fazele tectogenetice stirică nouă (se realizează structura molasei inferioare), moldavică (ansamblul pânzelor carpatice, inclusiv molasa inferioară, este şariat spre est, peste domeniul platformic) şi valahă (cutează slab molasa superioară şi are efecte în realizarea cutelor diapire).

Notă: Material privitor (**4) Zona Vulcanitelor Neogene** și (**5) Depresiunile intramontane din Carpații Orientali** au fost preluate din Mutihac et al. (2003) (Geologia României)

URMĂRIȚI ȘI PREZENTĂRILE CURSURILOR ÎN FORMAT PPT

IV. ZONA VULCANITELOR NEOGENE și V. DEPRESIUNILE INTRAMONTANE DIN CARPAȚII ORIENTALI

ZONA VULCANITELOR NEOGENE

Ca ultim act din cortegiul proceselor geodinamice majore care au dus la edificarea Carpaților Orientali se înscrie activitatea vulcanică neogenă. Aceasta s-a desfăşurat din Badenian până spre sfârşitul Pliocenului, timp în care a cunoscut momente de paroxism ce au alternat cu faze de calm. De pe urma acestei activități a rezultat lanțul eruptiv Oaş-Gutâi-Călimani-Harghita. Vulcanitele neogene sunt vulcanite de subducție, predominant andezitice, însă se întâlnesc toate speciile de roci de la riolite până la bazalte.

În lanțul vulcanic amintit se disting trei compartimente cu particularități petrologice, vulcanologice şi morfostructurale specifice. Astfel, spre nord-vest este compartimentul Oaş-Gutâi; cu poziție mediană este compartimentul Tibleş-Bârgău; în partea sud-estică se găseşte compartimentul Călimani-Harghita.

1. COMPARTIMENTUL OAŞ - GUTÂI

Punerea în loc a vulcanitelor din această zonă s-a produs în intervalul Badenian-Pliocen. Activitatea vulcanică a debutat printr-un episod exploziv când s-a pus în loc o formațiune vulcanogen-sedimentară reprezentată prin tufite şi aglomerate riolitice.

Au urmat veniri de lave preponderent andezitice. Aceste produse, în funcție de varietatea petrografică, au fost descrise sub diferite denumiri locale (andezite de Seini, de Şindileu, de Igniş etc. (fig. 49).

Activitatea vulcanică din compartimentul Oaş-Gutâi a furnizat, de asemenea, foarte frecvent produse piroclastice care însoțesc aproape toate tipurile de vulcanite, alternând cu curgerile de lave, astfel încât, în întreg compartimentul Oaş-Gutâi, structurile vulcanice sunt de tip stratovulcani. Unele veniri de lave au fost însoțite de faze metalogenetice (v. fig. 49).

Pe lângă curgerile de lavă şi piroclastite, însă cu totul subordonat, se întâlnesc şi corpuri subvulcanice formate din microdiorite. Activitatea magmatică s-a încheiat în Pliocen prin punerea în loc a unor andezite piroxenice.

Pe criterii petrografice şi ținând seamă de evoluția chimismului vulcanitelor de la acid spre bazic, în ordinea punerii lor în loc, D. Rădulescu distinge trei cicluri evolutive. Primul ciclu include vulcanitele de la riolite până la andezitele de Seini şi se caracterizează printr-o puternică diferențiere. Al doilea ciclu cuprinde vulcanitele de

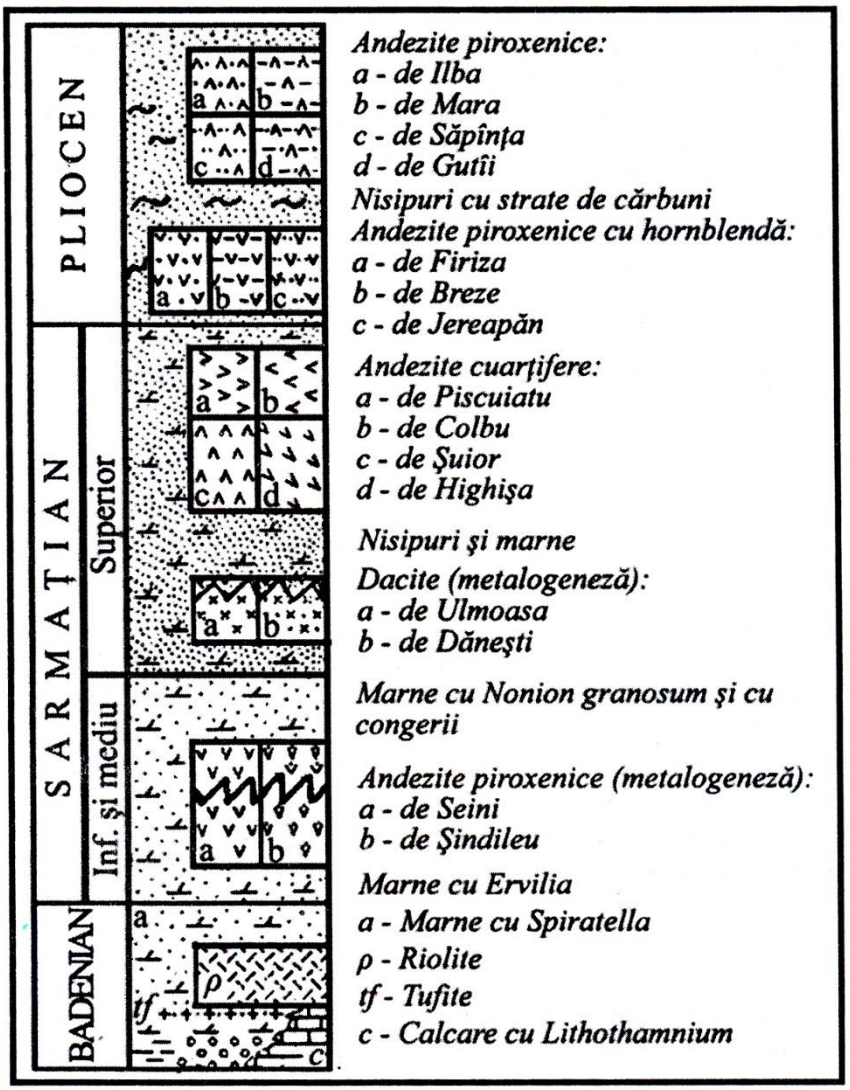


Fig. 49. Succesiunea punerii în loc a vulcanitelor din Oaş-Gutâi

la dacite, prin andezite cuarțifere, până la andezitele piroxenice cu hornblendă şi se caracterizează printr-o diferențiere moderată. Al treilea ciclu include masa andezitelor piroxenice şi se caracterizează prin lipsa unei diferențieri.

Compartimentul Oaş-Gutâi a fost puternic erodat încât au putut fi identificate puține centre de emisie şi aparate vulcanice. În partea nordică a regiuni au fost identificate Caldera Mara şi Caldera Săpânța (planşa XXII).

2. COMPARTIMENTUL ȚIBLEŞ - BÂRGĂU

Spre deosebire de celelalte două compartimente, vulcanitele din Țibleş-Bârgău, la care trebuie adăugat şi masivul Toroiaga din Munții Maramureşului, se prezintă sub formă de corpuri eruptive intruse în şisturi cristaline sau în depozite paleogene. Lipsesc curgerile de lavă şi produsele piroclastice. Se întâlnesc numeroase asemenea masive intrusive.

Masivele Tibleş şi Hudin, situate la granița dintre Transilvania şi Maramureş, sunt formate din diferite varietăți de andezite şi dacite şi au o întinsă zonă de contact, iar rocile prezintă zone de alterație hidrotermală cu mineralizații polimetalice.

Corpul Toroiaga se prezintă ca un corp central însoțit de numeroase apofize (silluri, dyke-uri). Este alcătuit din andezite, diorite şi dacite. Procesele hidrotermale au generat importante mineralizații de sulfuri complexe.

Muntele Heniu din Bârgău este alcătuit din silluri insinuate în depozite oligocene. Acestea sunt formate din diorite în partea centrală şi din andezite cu piroxeni în zonele marginale.

Corpurile Vârful Cornii, Măgura Mică, Măgura Sturzilor şi altele de dimensiuni mai mici se întâlnesc tot în Munții Bârgăului. Sunt formate din diferite varietăți de andezite.

3. COMPARTIMENTUL CĂLIMANI - HARGHITA

Compartimentul sud-estic este cuprins între Bistrița Bârgăului la nord şi valea Oltului la sud şi include masivele Călimani, Gurghiu şi Harghita. Una din caracteristicile acestui compartiment este dată de faptul că eroziunea nu a afectat profund suprastructura vulcanică, încât aceasta s-a păstrat în mare parte fiind evidente aparatele vulcanice care ies în relief. Curgerile de lavă alternează cu piroclastite fiind evidente structurile de stratovulcani. Se întâlnesc şi corpuri intrusive reprezentate prin dyke-uri, domuri etc.

În desfăşurarea activității vulcanice din compartimentul sud-estic se disting două etape cărora, în structura actuală, le corespund două entități petrofaciale distincte. O primă etapă a fost predominant explozivă şi a generat o *formațiune vulcanogen-sedimentară* care constituie infrastructura. A doua etapă a fost preponderent efuzivă şi a generat *suprastructura stratovulcanică*.

a. Infrastructura vulcanogen-sedimentară

Aceasta include produse rezultate de pe urma unei activități vulcanice combinată cu procese de natură exogenă. Produsele sunt reprezentate prin material piroclastic acumulat subaerian sau subacvatic, în alternanță cu material terigen provenit din erodarea vulcanitelor în fazele de calm. Formațiunea vulcanogen-

sedimentară poate atinge grosimea de 500 m şi are o largă dezvoltare în cele trei masive: Călimani, Gurghiu, Harghita (fig. 50 şi v. planşa XVIII).

În Munții Gurghiu s-a putut face o detaliere litostratigrafică a formațiunii vulcanogen-sedimentare delimitându-se trei nivele, fiecare dintre ele corespunzând unor anumite procese geologice. Astfel, nivelul inferior, reprezentat printr-o alternanță de cinerite fine şi gresii, corespunde unei activități vulcanice ale cărei produse s-au depus în condiții subaeriene, fără intervenția factorilor exogeni. Nivelul intermediar, constituit preponderent din material terigen cu granulație mijlocie depus subaerian, corespunde unei întreruperi a activității vulcanice şi o intervenție a factorilor exogeni. Nivelul superior, constituit aproape exclusiv din depozite grosiere de natură foarte diferită, corespunde unei activități vulcanice puțin cunoscută.

b. Suprastructura stratovulcanică

Aceasta este alcătuită din curgeri de lavă care alternează cu piroclastite.

Vulcanitele cele mai vechi ale suprastructurii sunt considerate dacitele de Drăgoiasa din Munții Călimani. A urmat punerea în loc a lavelor care au dat diferite specii de roci, cele mai noi fiind andezitele bazaltoide din Harghita. Pe lângă curgerile de lave, în suprastructura vulcanică se găsesc şi mici corpuri subvulcanice, cum este corpul de diorite din Caldera Călimani.

Piroclastitele au o dezvoltare importantă. Acestea alternează cu produsele efuzive şi sunt reprezentate prin brecii, microbrecii, aglomerate şi tufuri având o grosime de 10-100 m. Piroclastitele se întâlnesc în toate cele trei masive muntoase, iar

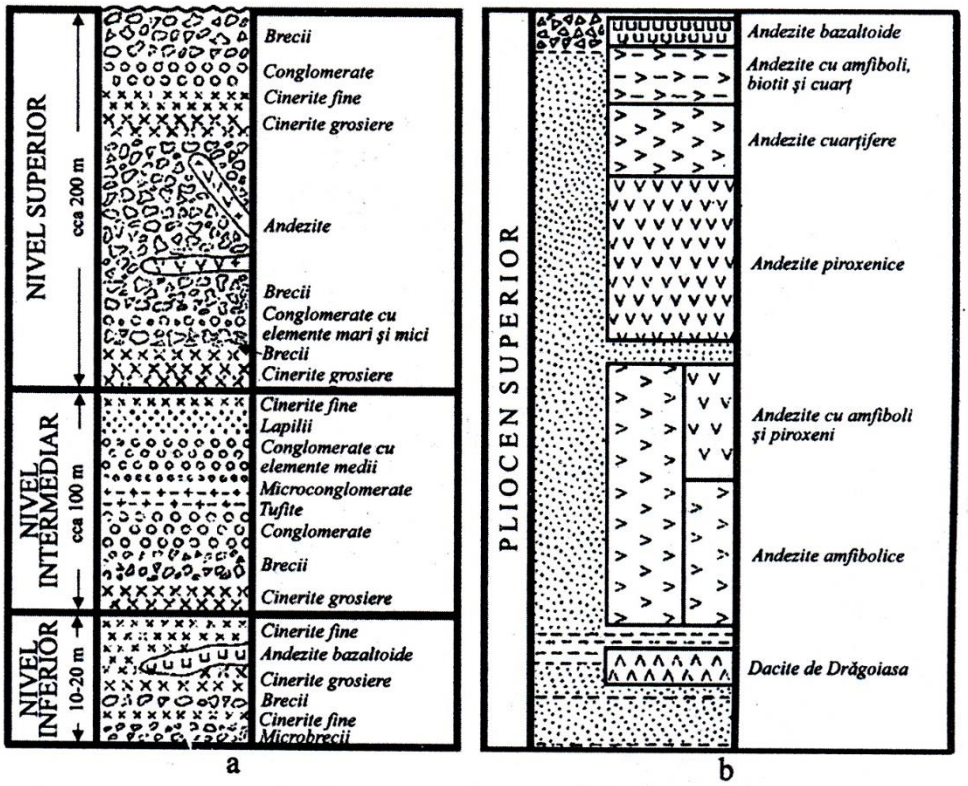


Fig. 50. Complexele vulcanogene din compartimentul Călimani-Harghita:
a - infrastructura vulcanogen-sedimentară; b - suprastructura strato-vulcanică

în Munții Gurghiului au putut fi identificate trei nivele (inferior, mediu și superior), identificarea lor făcându-se după natura petrografică a elementelor constituiente.

Elemente vulcanologice. Așa cum s-a amintit, în compartimentul Călimani-Harghita s-au păstrat foarte bine aparatele vulcanice. Cea mai importantă prin dimensiuni este Caldera Călimani cu un diametru de 10 km, fiind deschisă spre nord de pârâul Neagra. În Munții Gurghiu este Caldera Fâncel-Lăpușna, larg deschisă spre sud. Mai la sud este aparatul Seaca-Tătarca, de formă circulară, deschis spre nord. Aparatul Ciumani-Ferăstrae din apropiere este de fapt o îngemănare a două aparate. În Munții Harghita s-au păstrat, de asemenea, aparate vulcanice însă acestea sunt mai mici, ca: Astaroș, Harghita-Mădăraș etc., iar în partea sudică este aparatul închis Sfânta Ana (v. planșa XVIII).

Cu privire la vârsta punerii în loc a vulcanitelor din lanțul Gutâi-Călimani-Harghita, pentru vulcanitele din compartimentul nord-vestic s-a putut constata că cele mai vechi curgeri de lavă alternează cu depozite badeniene, iar cele mai noi sunt asociate depozitelor pliocene. Nu același lucru se poate spune despre vulcanitele din Călimani-Harghita, deoarece nu se cunosc relațiile acestora cu sedimentarul. Însă, atât pentru vulcanitele din Oaș-Gutâi, cât și pentru cele din Călimani-Harghita s-au realizat analize radiometrice. Rezultatele obținute, între 3 și 10 M.a., arată că activitatea vulcanică neogenă din compartimentul Oaș-Gutâi se încadrează în intervalul Badenian-Pliocen, în timp ce în Călimani-Harghita activitatea vulcanică a început mai târziu și s-a încheiat în Romanian.

DEPRESIUNILE INTRAMONTANE ȘI VULCANITELE BAZALTICE

Ultimele deformări care au afectat edificiul Carpaților Orientali s-au produs în Mio-Pliocen și chiar în Pleistocen. Aceste deformări au avut caracter distensional-ruptural și au generat o serie de depresiuni situate în interiorul edificiului muntos. Ariile afundate au devenit bazine de sedimentare posttectonice în care s-au acumulat depozite cu caractere de molasă, adesea cu cărbuni. În unele bazine mai tinere din imediata vecinătate a lanțului vulcanic, materialul piroclastic are o mare pondere.

a. Depresiunea Comăneşti

Aceasta s-a format în Sarmațianul târziu prin afundarea unei porțiuni foarte limitate din zona flișului extern din bazinul mijlociu al Trotușului (v. planșa XVIII). Umplutura depresiunii este formată din depozite psefito-psamitice cu cărbuni ce aparțin Sarmațianului și Meoțianului (fig. 51).

Din punct de vedere tectonic, Depresiunea Comăneşti formează mai multe cute sinclinale (Lapoș, Lăloaia, Asău, Sălătruc, Dărmănești, Larga) separate prin zone de ridicare în care apare la zi fundamentul (flișul extern).

b. Depresiunea Bârsei

Este cea mai întinsă depresiune intramontană din Carpații Orientali și s-a format prin afundarea unei părți din aria flișului est-carpatic de la interiorul curburii (v. planșa XVIII). Depresiunea Bârsei prezintă mai multe intrânduri în zonele montane înconju-rătoare, dând tot atâtea depresiuni secundare (Zărnești,

Căpeni-Baraolt, Sfântu Gheorghe, Brețcu). Dintre toate acestea mai bine cunoscută este Depresiunea Căpeni-Baraolt. Umplutura acesteia este alcătuită din material fin până la grosier la care se adaugă cărbuni. Pe baza conținutului paleontologic în bivalve şi resturi de mamifere (v. fig. 51) se apreciază că depozitele din Depresiunea Căpeni-Baraolt aparțin Ponțianului superior-Pleistocenului mediu. Cel puțin unele din depresiunile secundare pot fi mai tinere.

c. Depresiunea Ciucului

Este situată în bazinul superior al Oltului între Munții Ciuc la est şi Munții Harghita la vest. Depresiunea Ciucului este traversată de două praguri (Jigolin şi Racu) care o divid în trei depresiuni secundare (inferioară, mijlocie şi superioară). Umplutura depresiunii este constituită din acumulări terigene a căror grosime poate atinge 800 m. Se apreciază că acestea ar aparține ca vârstă Pliocenului terminal-Pleistocenului.

d. Depresiunea Gheorghieni

Se găseşte la izvoarele Mureşului fiind cuprinsă între Munții Gurghiului şi Harghita la vest şi Munții Hăghimaş şi Giurgeu la est. Depozitele acumulate sunt foarte asemănătoare acelora din Depresiunea Ciucului, fiind reprezentate prin aglomerate, tufite etc. şi material terigen. Grosimea lor poate atinge 1 000 m. Ca vârstă sunt sincrone cu acelea din Depresiunea Ciucului.

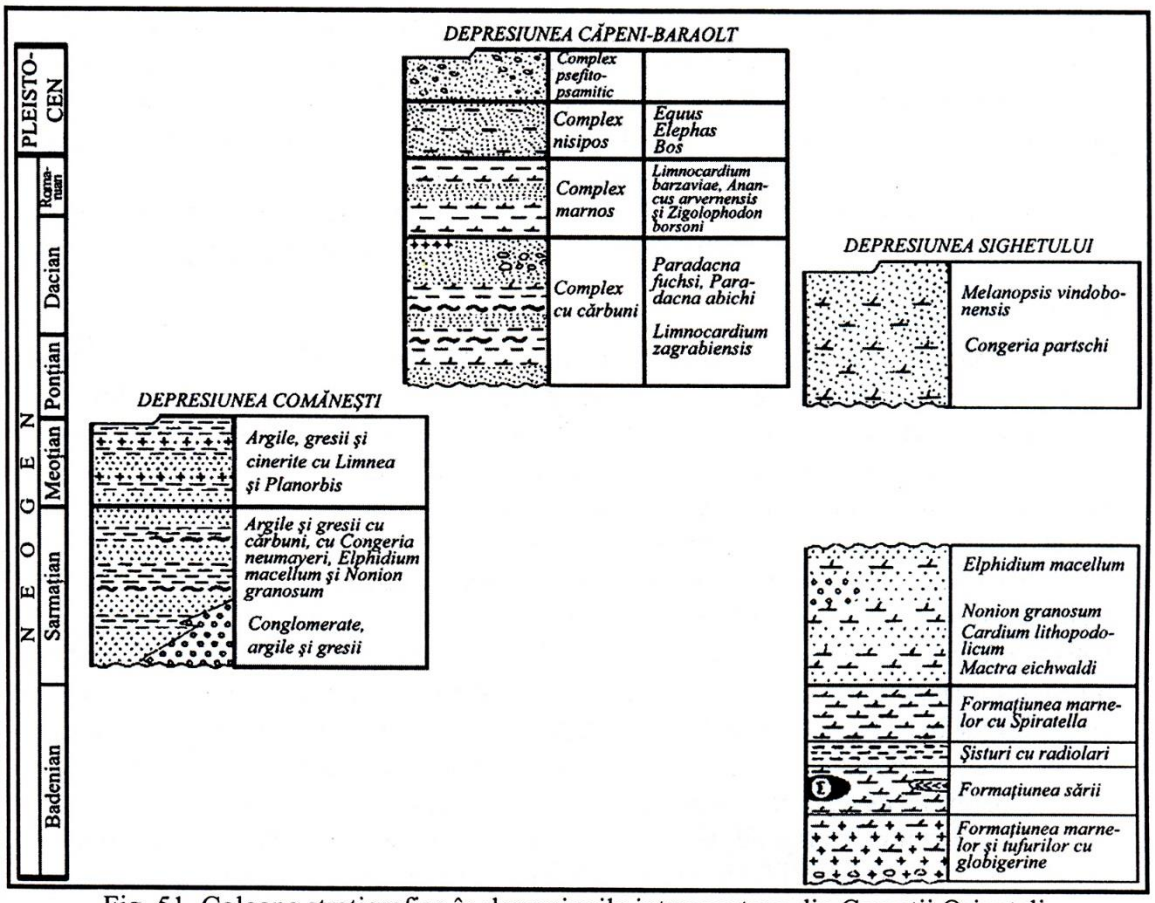


Fig. 51. Coloane stratigrafice în depresiunile intramontane din Carpații Orientali

e. Sistemul depresionar Borsec-Bilbor-Drăgoiasa

Această adevărată salbă de depresiuni formează un aliniament orientat nord-sud la limita dintre zona cristalino-mezozoică şi vulcanitele neogene din compartimentul Călimani-Harghita. Cea mai sudică este Depresiunea Borsec şi în acelaşi timp şi cea mai bine cunoscută din punct de vedere geologic. Umplutura acesteia este constituită dintr-o alternanţă de argile cu intercalaţii de cărbune xiloid cu impresiuni de plante (*Quercus, Salix* etc.) la care se mai adaugă o faună cu resturi de mamifere (*Zygolophodon sp.*) care conferă depozitelor din acest sistem vârsta Pliocen terminal-Pleistocen.

f. Depresiunea Maramureşului (Sighetului)

Depresiunea Maramureşului este situată în aria transcarpatică pe cursul mijlociu şi inferior al Izei şi s-a format prin afundarea unei părţi din flişul transcarpatic şi a învelişului postparoxismal al Unităţii Central-Est-Carpatice. Prin caracterele litostratigrafice, Depresiunea Maramureşului prezintă mari afinităţi cu zona molasei est-carpatice şi cu Depresiunea Transilvaniei, fiind de fapt o zonă adiacentă a acesteia din urmă. Formaţiunile constituiente ale Depresiunii Maramureşului aparţin ca vârstă Badenianului, Sarmaţianului şi Pliocenului (v. fig. 51). Badenianul este reprezentat prin cele patru formaţiuni cunoscute din sudul molasei est-carpatice, iar Sarmaţianul este marnos-grezos cu secvenţe conglomeratice. Pe baza conţinutului paleontologic este dovedită prezenţa Volhinianului şi a Basarabianului inferior. Nu se ştie nimic despre Sarmaţianul superior. Umplutura Depresiunii Maramureşului se închei printr-o alternanţă de marne şi nisipuri cu *Congeria partschi* despre care se poate spune că ar aparţine Sarmato-Pliocenului în facies panonic.

Din punct de vedere tectonic, Depresiunea Maramureşului nu prezintă complicaţii. Depozitele descriu cute largi, iar pe alocuri sarea a generat cute diapire.

Vulcanitele bazaltice

În partea sudică a Munţilor Perşani, în zona localităţilor Racoşul de Jos, Horghiz, Veneţia, se găsesc produsele celui mai tânăr vulcanism de la noi din ţară desfăşurat în intervalul Pliocen terminal-Pleistocen mediu (2,2-0,35 M.a.). Acesta este reprezentat prin produse piroclastice şi curgeri de lavă bazaltică care, pe anumite intervale, capătă aspect columnar, cele mai cunoscute fiind „Coloanele de Bazalte de la Racoş“ declarate monument al naturii protejat.

Structura vulcanică de la Racoşul de Jos (fig. 52) este alcătuită în bază dintr-o formaţiune vulcanogen-sedimentară inferioară (freato-magmatică). A urmat un episod efuziv cu curgeri de lavă bazaltică incluzând o secvenţă de piroclastite inferioare. Bazaltele, prin consolidare, au căpătat aspect columnar. Grosimea curgerilor de bazalte nu depăşeşte 30 m. A urmat un nou episod exploziv, când s-a pus în loc o formaţiune vulcanogen-sedimentară superioară. Structura vulcanică se încheie cu un con de bazalte scoriacee însoţite de piroclastitele superioare.

În elementele terigene ale formaţiunii vulcanogen-sedimentare, N. Mihăilă (1977) a identificat resturi fosile (v. fig. 52) care conferă vulcanitelor bazaltice vârsta

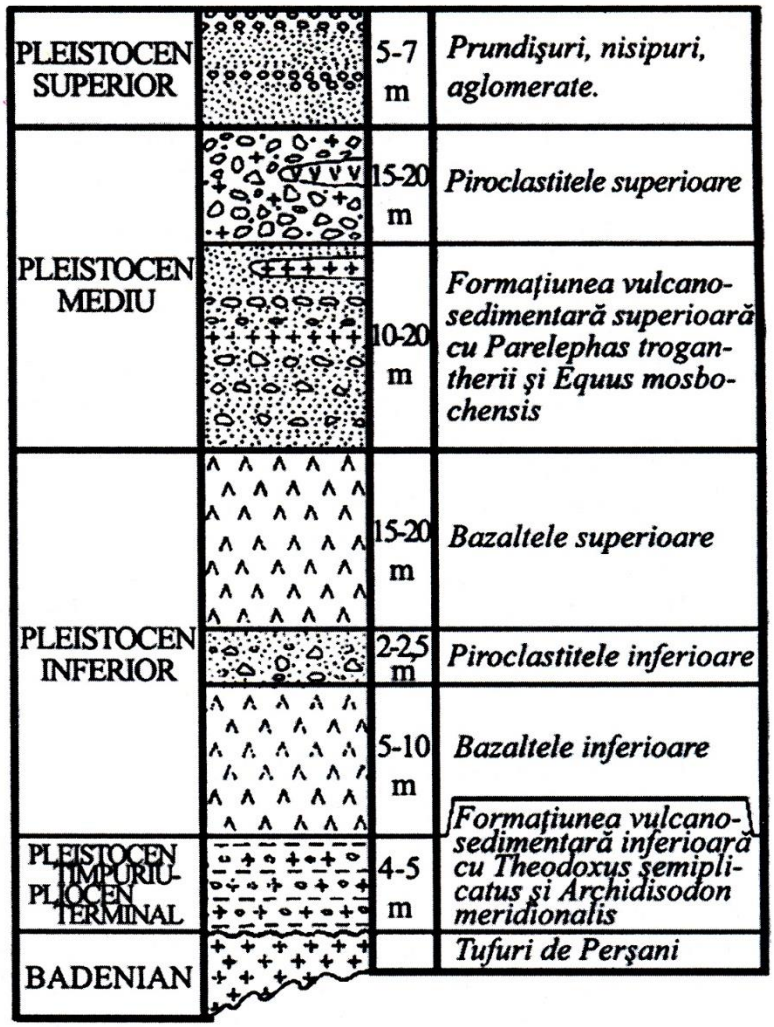


Fig. 52. Coloană stratigrafică ilustrând relaţiile bazaltelor de la Racoş cu sedimentarul

Pliocen terminal-Pleistocen mediu. Aceiaşi vârstă a fost obţinută şi pe cale radiometrică K-Ar (2,.2-0,35 M.a. Mihăilă, Kreuzer, 1981; Downes, 1995).

Substratul vulcanitelor bazaltice de la Racoş îl constituie tuful de Perşani de vârstă miocen medie.

Din punct de vedere petrografic, bazaltele prezintă aspecte relativ variate datorate atât gradului diferit de cristalinitate, cât şi componenţilor mineralogici diferiţi.

Ca element caracteristic, I. Măldărăscu a pus în evidenţă prezenţa frecventă în masa bazaltică a unor noduli de peridotit.

Chimismul vulcanitelor bazaltice este alcalin.

Atât vârsta, cât şi chimismul bazaltelor din Perşani le deosebesc pe acestea de vulcanitele neogene din lanţul vulcanic Oaş-Gutâi-Călimani-Hargita. Vulcanitele alcali-bazaltice aparţin unui vulcanism distinct. Dacă se mai adaugă faptul că vulcanitele alcali-bazaltice sunt situate pe sistemul de falii crustale din partea sudică a Depresiunii Transilvaniei, este evident că acestea îşi au o origine mai profundă. În sprijinul unei atare interpretări vin şi nodulii de peridotit pe care I. Măldărăscu îi pune în legătură cu materialul venit din manta.

În încheiere, se poate conchide că edificiul Carpaților Orientali s-a format în urma evoluției a trei zone de rift intracontinental cu implicarea şi a unor arii continentale prealpine. Structurile generate de cele trei tipuri de paleozone sunt rezultatul unor tectogeneze care s-au desfăşurat în timp începând din Cretacicul mediu până în Pliocen, şi în spațiu de la vest către est. Astfel, tectogeneza austrică (mezocretacică) a generat cele mai vechi structuri alpine (Pânzele Transilvane şi Pânzele Bucovinice). Tectogenezele neocretacică (intrasenoniană) şi eostirică (intraburdigaliană) au generat structurile flişului intern şi median şi ale flişului transcarpatic, iar tectogeneza moldavică (intrasarmațiană) a generat structurile flişului extern şi ale molasei.

Ca mişcări tectonice în curs de desfăşurare sunt mişcările valahice începute în Pliocen şi care se manifestă din zona de curbură spre vest. Ca prim efect al acestora este stabilirea relațiilor de superpoziție tectonică între molasa inferioară şi molasa superioară (Falia Caşin-Bisoca).

Caracterul încă activ, din punct de vedere tectonic, al zonei de curbură, este dovedit atât de anvergura modestă a structurilor flişului extern din zona de curbură, dar mai ales de seismicitatea ridicată din zona Vrancea. Homoclinul sarmato-pliocen dintre Milcov şi Trotuş şi formațiunile cuaternare cutate din Măgura Odobeşti reprezintă mărturiile cele mai convingătoare despre caracterul tectonic încă activ al compartimentului sudic din Carpații Orientali.

RESURSE NATURALE MINERALE

În subsolul Carpaților Orientali se găsesc zăcăminte de minereuri, de hidrocarburi, de săruri haloide, de cărbuni, substanțe utile nemetalifere, roci utile, ape minerale naturale şi balneoterapeutice

Minereuri. Zăcămintele de minereuri sunt relativ frecvente în ceea ce priveşte numărul acestora, în schimb, datorită conținutului scăzut în metal, foarte multe dintre exploatările existente sunt cuprinse în programe de închidere datorită costurilor ridicate de extracție pentru exploatările subterane.

Minereuri de sulfuri polimetalice în exploatare sunt cele de la Leşu Ursului şi de la Fundu Moldovei din Munții Bistriței şi de la Bălan din Munții Hăghimaş, localizate în Cristalinul de Tulgheş. Aceste zăcăminte sunt de natură sedimentară, metamorfozate. Minereul se prezintă sub formă de lentile-strat, find constituit din pirită, calcopirită etc. În zona Baia Mare, zăcămintele sunt legate de vulcanismul neogen, fiind reprezentate prin galenă şi blendă la Baia Sprie şi Cavnic, în timp ce la Băița-Nistru, Băiuț, predomină pirita şi numai subordonat se asociază calcopirita, galena etc.

Zăcăminte auro-argintifere se cunosc în regiunea Baia Mare pe Valea Roşie, la Săsar şi sunt legate de erupțiile neogene andezitice, dacitice şi riolitice. Mineralizația este reprezentată prin aur nativ fin diseminat în cuarț; subordonat se întâlnesc săruri de argint sub formă de filoane.

Minereurile de mangan în Carpații Orientali sunt legate de şisturile cristaline de Tulgheş. În zona Borca-Broşteni, sunt legate, în principal, de roci carbonatice. În bazinul Dornelor se exploatează la Iacobeni, Dadu, Tolovanu, Ulm-Sihăstria.

Minereuri radioactive sunt prezente în mineralizațiile din gnaisele de Rarău din zonele Crucea şi Tulgheş.

Zăcăminte de baritină se cunosc şi se exploatează în bazinul văii Moldovei la Ostra. Baritina se consideră a fi de origine hidrotermală.

Hidrocarburi. Acumulările cele mai importante de hidrocarburi se găsesc în zona de molasă, mai puține în zona flişului şi foarte puține în cuvertura posttectonică a zonei cristalino-mezozoice.

Zăcămintele din zona de molasă sunt cele mai bogate. Se cunosc acumulări de petrol începând cu depozitele paleogene până la cele romaniene inclusiv, însă cele mai bogate se găsesc în Meoțian. În sectorul moldav al zonei de molasă, acumulările de hidrocarburi sunt mai puține, acestea fiind localizate în depozitele burdigaliene, badeniene şi sarmațiene. Cele mai importante zăcăminte se găsesc în zona cutelor diapire. Structurile se urmăresc pe anumite aliniamente, dintre care cel intern se suprapune cutelor diapire exagerate, cum ar fi structurile: Buştenari-Runcu, Câmpina-Gura Drăgănesei, Ocnița etc. În aceste structuri, acumulările se găsesc în Oligocen, Burdigalian, Meoțian, Ponțian, Dacian şi Romanian, însă principalul colector a fost Meoțianul care a ajuns să includă până la 29 complexe productive cum este cazul cu structura Berca-Arbănaşi din valea Buzăului. Un al doilea aliniament spre exterior se suprapune cutelor diapire normale şi include structurile Boldeşti, Podenii Vechi, Băicoi-Țintea, Moreni etc. Un al treilea aliniament, mai spre exterior, se suprapune peste cutele diapire incipiente, cum ar fi structurile Sărata, Ceptura, Urlați etc. Cele mai externe structuri sunt acelea de la Brazi şi de la Măneşti-Vlădeni.

Zăcămintele din zona flişului cele mai importante se întâlnesc în Pânza de Vrancea şi anume în zona Moineşti. Formațiunea colectoare este aproape întotdeauna Gresia de Kliwa. Între principalele structuri din zona flişului sunt de luat în seamă: Gropile lui Zaharache, Moineşti, Tazlău-Lucăceşti-Moineşti, Uture-Solonț-Stăneşti. La Tazlăul Mare se cunosc zăcăminte exploatabile de gaze.

Zăcămintele din cuvertura posttectonică sunt foarte limitate, printre acestea numărâdu-se acela descoperit în zona Săcel-Maramureş localizat în Gresia de Borşa.

Cărbuni. Zăcăminte de cărbuni se găsesc în depresiunile intramontane, dintre care, cele mai importante sunt cele de la Comăneşti şi Borsec (cărbune brun), de la Căpeni-Baraolt (lignit) şi în zona subcarpatică (Schitu Goleşti, Boteni, Filipeştii de Pădure, Şotânga, Ceptura etc. (lignit).

Turbă se găseşte în regiunea Vatra Dornei unde se exploatează la Poiana Stampei şi în regiunea Ciuc.

Sare gemă. Se cunosc multe zăcăminte de sare, iar rezervele sunt mari. Cele mai multe dintre acestea sunt localizate în depozitele badeniene, cum sunt acelea de la Slănic (Prahova), de la Târgu Ocna, de la Cacica.

Ape minerale naturale. În legătură cu manifestările postvulcanice, în Carpații Orientali se cunosc numeroase izvoare de ape carbogazoase care au permis evaluarea unor importante rezerve de ape minerale naturale carbogazoase, cele mai cunoscute fiind în zona Vatra Dornei, Borsec, Sâncrăieni, Tuşnad, Biborțeni. Ape minerale balneoterapeutice la Sângiorz-Băi, Covasna, Slănic-Moldova etc. De asemenea au fost puse în evidență şi ape minerale naturale necarbogazoase (plate), cum ar fi zăcământul de la Izvorul Alb. Trebuie menționat că valorificarea acestor ape este cu mult sub potențialul existent.

Nămol terapeutic. Asemenea nămoluri se întâlnesc la Sovata-Lacul Ursului, unde stațiunea s-a dezvoltat datorită acestei substanțe, și la Slănic (Prahova).

Roci utile. În rândul acestora intră zăcămintele de andezite, de calcare, de dolomite, de diatomite, de gipsuri, tufuri vulcanice, nisipuri cuarțoase, gresii etc.

Andezite se exploatează în diverse cariere din lanțul vulcanic Gutâi-Harghita-Călimani.

Calcare se exploatează la Bicaz, Lespezi, Albeşti, Mateiaş etc; sunt utilizate la fabricarea cimentului.

Dolomite se găsesc în cantități mari şi se exploatează în jud. Suceava la Bâtca Şarului, la Delnița, pe pârâul Cailor, pe pârâul Limpedea; în județul Harghita la Păuleni-Ciuc etc. Dolomitele se utilizează în siderurgie, la fabricarea sticlei şi ca piatră naturală pentru drumuri.

Diatomite se cunosc şi se exploatează la Pătârlagele-Buzău, fiind utilizate în industria chimică, ceramică şi alimentară.

Gipsuri se cunosc şi formează zăcăminte importante în zona subcarpatică la Bătrâni, Mâneciu-Ungureni, Ceraşu, Sarichiojd etc; sunt utilizate în industria cimentului, la fabricarea ipsosului etc.

Tufuri vulcanice se întâlnesc în depozitele badeniene din zona de curbură şi în Depresiunea Maramureşului. Sunt exploatate în cariera Piatra Verde de la Slănic (Prahova); se utilizează la fabricarea cimentului şi ca piatră ornamentală.

Nisipuri silicioase se exploatează la Copăceni şi Gura Vițioarei fiind utilizate în industria sticlei şi în metalurgie.

Gresii şi în primul rând Gresia de Kliwa, se exploatează la Velnița pe pârâul Capra-Tarcău; este utilizată ca piatră fasonată.

Marne sunt cunoscute la Țepeşeni-Bicaz şi sunt utilizate la fabricarea cimentului.

Nisipuri şi pietrişuri se exploatează din depozitele aluvionare ale principalelor râuri ce străbat Carpații Orientali.

III. OROGENUL CARPAŢILOR MERIDIONALI

Având în vedere evoluţia bazinului carpatic, caracteristicile sedimentologice şi tectonice, pe teritoriul României limitele geologice ale Carpaţilor Meridionali se pot trasa în est pe Valea Prahovei (coincide într-o mare măsură cu şariajul unităţilor getice peste flişul intern, est-carpatic), în vest la Dunăre, incluzând şi M-ţii Banatului, în sud urma la suprafaţă a şariajului pericarpatic, iar în partea de nord culoarul Mureşului, care urmăreşte falia transcurentă, subcrustală (orientată est-vest) ce separă transilvanidele (Apusenii simici şi bazinul Transivaniei) şi dacidele mediane est-carpatice (M-ţii Perşani) de dacidele mediane (pânzele getice şi supragetice) ale Meridionalilor. M-ţii Poiana Ruscă aparţin Carpaţilor Meridionali.

În această idee, grupa Bucegi – Leaota - Piatra Craiului se încadrează la Carpaţii Meridionali. Agumentele pentru ataşarea acestei grupei ramei meridionale sunt de ordin geotectonic şi sedimentologic. Astfel suitele sedimentare transilvane alohtone, care împreună cu cele autohtone alcătuiec cuvertura sedimentară a zonelor cristaline mezozoice în Carpaţii Orientali, lipsesc în gupele Carpaţilor Meridionali, inclusiv în grupa Bucegi – Leaota - Perşani. În altă ordine de idei, suita sedimentară calcaroasă similară stratigrafic şi petrografic cu cele din Carpaţii Orientali se dispune peste cristalinul getic de Leaota. Poziţia grupei în continuarea cristalinului central-est-carpatic din Perşani, se datoreşte mişcărilor de-a lungul faliei subcrustale sud-transilvane. Bazinele central-est-carpatic şi meridional au avut evoluţii diferite până în Apţian, de abia în acest moment producându-se „sudarea" tronsoanelor nordice şi sudice ale faliei crustale sud-transilvane şi se declanşează evoluţia comună a sedimentării pe aria Carpaţilor Orientali şi Grupei meridionale Bucegi – Leaota – Piatra Craiului.

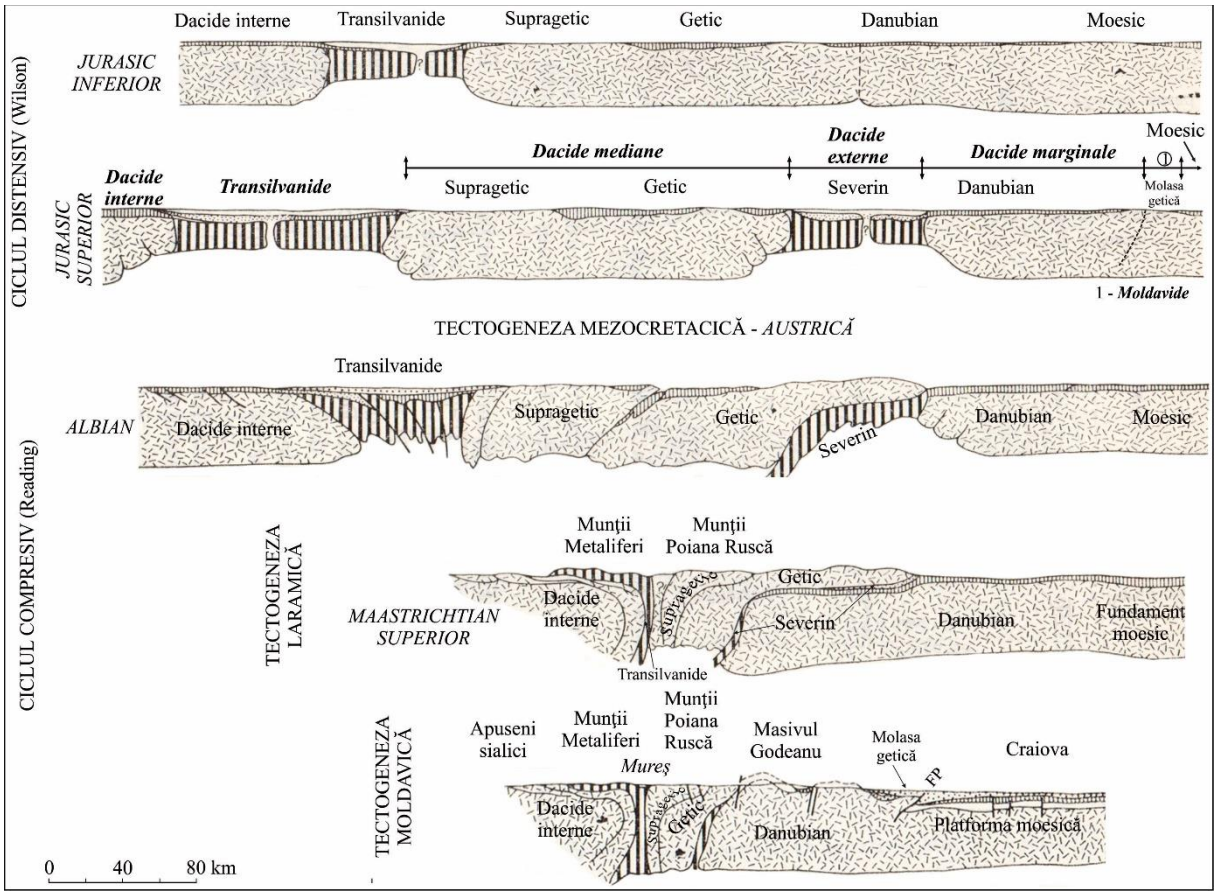


Fig. 1. Evoluţia geotectonică a Orogenului Carpaţilor Meridionali (Mutihac, 1990)
(FP – Falia pericarpatică)

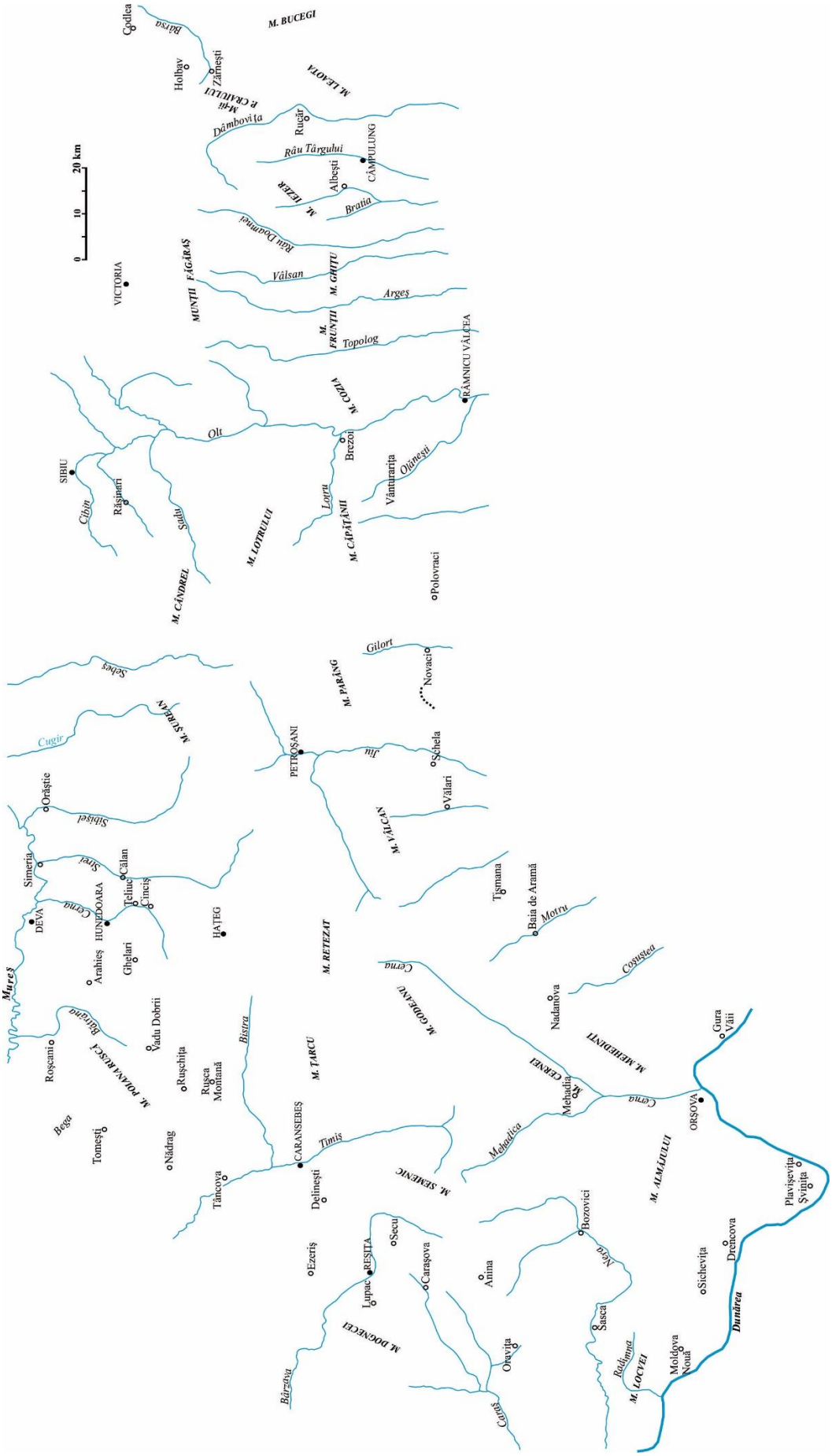


Fig. 2 – Elemente morfografice și hidrografice majore din Carpații Meridionali, Munții Banatului și Munții Poiana Ruscă

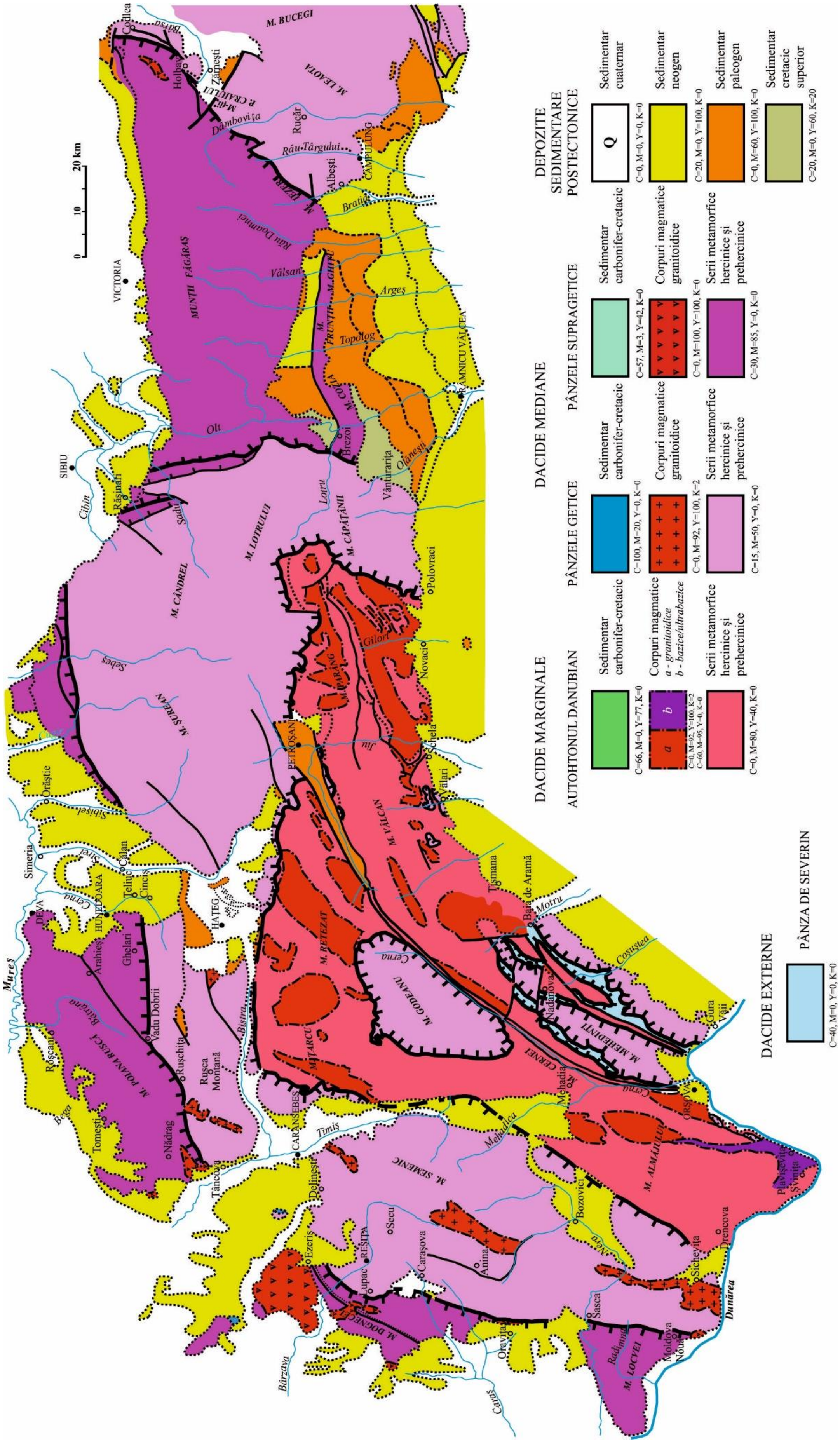


Fig. 3 – Unitățile structurale ale Orogenului Carpaților Meridionali(prelucrat după Mutihac și Ionesi, 1974)

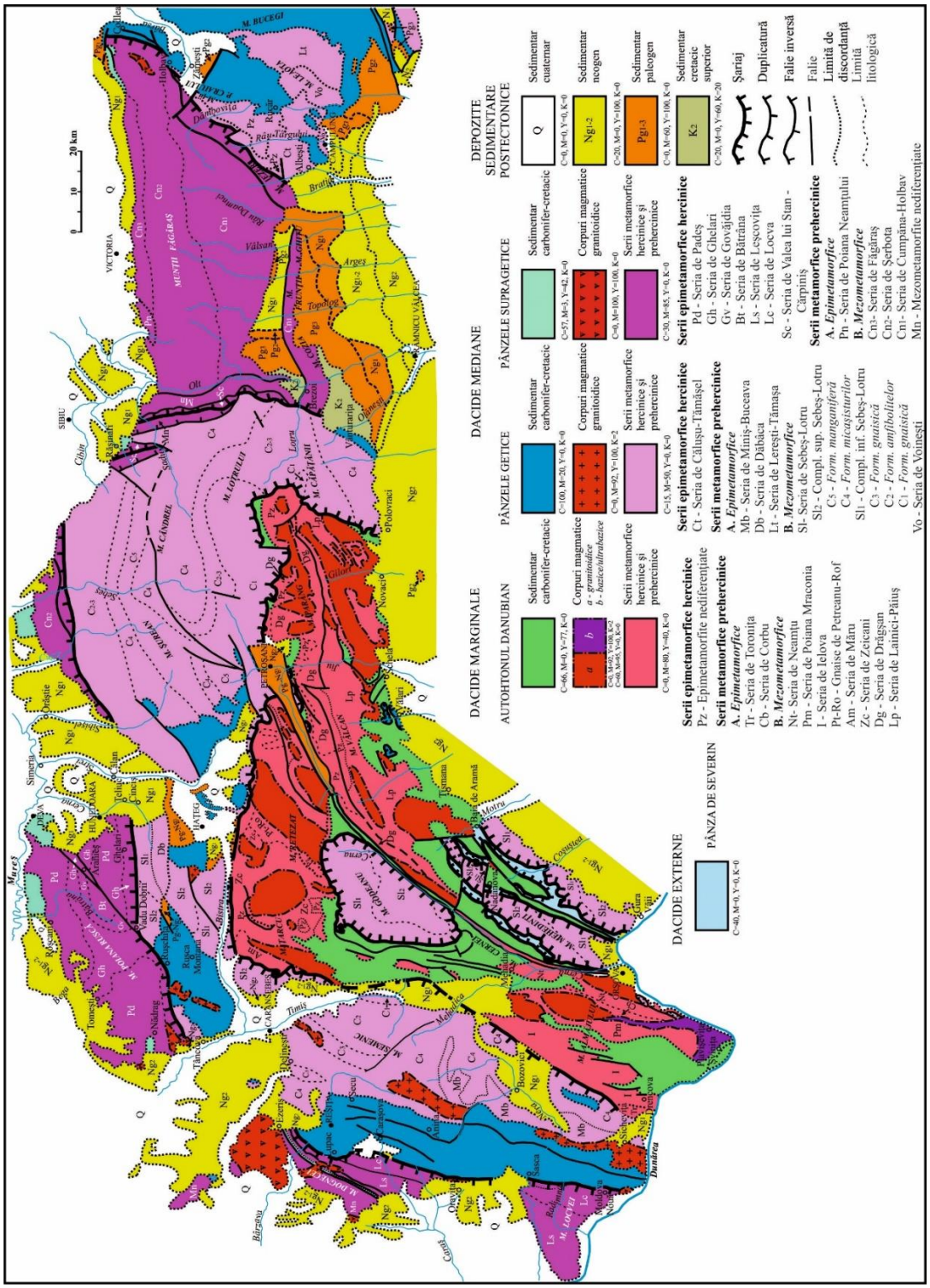


Fig. 4 – Litostratigrafia unităților tectostructurale ale Orogenului Carpaților Meridionali (prelucrat după Mutihac și Ionesi, 1974)

Din punct de vedere al evoluţiei bazinului de sedimentare şi structurilor rezultate, Carpaţii Meridionali prezintă nişte particularităţi care-i diferenţiază atât față de Carpaţii Orientali cât şi față de M-ţii Apuseni (Fig. 1).

Astfel:

- bazinul de geosinclinal avea o structură alcătuită din două blocuri sialice, continentale, separate de riftul extern al Severinului (continuarea riftului extern din Carpaţii Orientali);

- pe blocul nordic s-au format domeniile getic şi supragetic, din care au luat naştere dacidele mediane (pânzele getice şi supragetice), echivalente cu cele din Zona cistalino-

mesozoică a Carpaţilor Orientali. Pe blocul sudic s-a format domeniul danubian, din care au luat naştere dacidele marginale (autohtonul danubian);

- spre deosebire de Carpaţii Orientali, sedimentarul de pe soclul cristalin debutează cu formaţiuni paleozoice superioare (foste molase hercinice);
- în bazinul riftului extern s-au acumulat depozitele de fliş, din care în etapa compresivă au luat naştere dacidele externe (Pânza de Severin), similare cu flişul de Ceahlău. Zona de fliş din Meridionali este incomplet şi slab dezvoltată, comparativ cu flişul Carpaţilor Orientali;
- în ciclul compresiv pânza flişului de Severin a fost prinsă între blocurile sialice getic şi danubian şi şariate sprea sud, împreună cu molasa getică, peste Platforma Valahă. În consecinţă cristalinul Meridionalilor vine în contact direct cu molasa getică;
- în ciclul compresiv în Carpaţii Meridionali a luat naştere o structură în pânze de şariaj, distribuite pe verticală astfel: în partea inferioară ***autohtonul danubian***, peste care este şariată ***pânza de Severin***, iar la partea superioară se găsesc ***pânzele getice şi supragetice***. Acest eşafodaj tectonic a fost şariat spre sud, peste ***molasa getică (Pânza pericarpatică)***.

Prezentarea unităţilor se va face începând cu zonele cristaline, în ordinea distribuţie pe verticală, iar în final molasa getică.

1. DOMENIUL CRISTALINO-MESOZOIC (DACIDELE MARGINALE ŞI MEDIANE)

AUTOHTONUL DANUBIAN (*DACIDELE MARGINALE*)

Domeniul danubian sau Autohtonul danubian, care constituie dacidele marginale, grupează cele mai externe elemente deformate în timpul tectogenezelor cretacice şi este cuprins între domeniile dacidelor externe (Pânza de Severin) şi molasa getică.

În conceptul tectonicii globale, în etapa distensională care debutează în Jurasicul inferior sau mediu, în bazinul geosinclinal aferent orogenului Meridionalilor a luat naştere o structură constituită din două blocuri sialice (continentale), separate de riftul dacidelor externe (fosa Severinului). Blocul sialic nordic a constituit domeniul dacidelor mediane (unităţile getice şi supragetice), iar cel sudic domeniul dacidelor marginale (danubian). Această situaţie este diferită de aceea din aria geosinclinală a Carpaţilor Orientali, prin aceea că aici riftul dacidelor externe separa domeniul dacidelor mediane (unităţile infra-, sub-, şi bucovinice) de cel al moldavidelor, reprezentate de pânzele sedimentare de cuvertură.

În etapa compresională, iniţiată probabil în Cretacic, s-a realizat structura majoră în pânze de şariaj, în fazele getice (getică I = tectogeneza austrică; getică II = tectogeneza laramică).

Zona de aflorare a autohtonului danubian

Autohtonul danubian a fost descoperit de eroziune de sub Pânza getică şi aflorează ca o imensă semifereastră în partea sud-vestică a Carpaţilor Meridionali, din Valea Olteţului până la Dunăre. Limita dintre Autohtonul danubian şi Pânza getică se urmăreşte de la localitatea Polovraci spre nord şi, după ce descrie un arc de cerc în zona izvoarelor Lotrului, trece prin Depresiunea Petroşani, pe la nord de M-ţii Retezat şi se curbează spre sud, pe la vest de M-ţii Almăjului, atingând Dunărea în apropiere de localitatea Berzasca. Limitele la suprafaţă a danubianului sunt reprezentate de conturul de eroziune getic şi de marginea avanfosei carpatice, sedimentele căreia acoperă discordant structurile dacidice (Fig. 1).

Geomorfologic, formele de relief majore care se suprapun peste autohton sunt reprezentate de munţii Parâng, Vâlcan, Retezat, Cernei, Almăj, masivele Petreanu şi Ţarcu şi Platoul Mehedinţi.

Pe anumite zone ale semiferestrei se mai păstrează resturi din carapacea getică, sub formă de petice de acoperire: în M-ţii Godeanu, Bahna, în Platoul Mehedinţi şi la nord de localitatea Vălari.

Stratigrafia

Autohtonul danubian este constituit în cea mai mare parte din formaţiuni litologice cristalofiliene şi corpuri magmatice, care au luat naştere în mai multe cicluri tectono-magmatice prealpine. Acestea suportă formaţiuni sedimentare de vârstă prealpină şi/sau alpină. Formaţiunile cristalofiliene, străbătute de corpurile magmatice intră în alcătuirea unităţilor prealpine de soclu, iar celelalte formează cuvertura sedimentară.

1. *Soclul prealpin*

Soclul prealpin cuprinde două generaţii de metamorfite, prehercinice şi hercinice, străbătute de corpuri magmatice de granitoide şi corpuri bazice şi ultrabazice.

Şisturi prehercinice

Şisturile cristaline prehercinice au cea mai largă dezvoltare şi aparţin la două tipuri metamorfice: cristalinul mezometamorfic şi cristalinul epimetamorfic.

1. *Soclul prealpin*

Soclul prealpin cuprinde două generaţii de metamorfite, prehercinice şi hercinice, străbătute de corpuri magmatice de granitoide şi corpuri bazice şi ultrabazice.

Şisturi prehercinice

Şisturile cristaline prehercinice au cea mai largă dezvoltare şi aparţin la două tipuri metamorfice: cristalinul mezometamorfic şi cristalinul epimetamorfic.

Şisturi mezometamorfice – cilurile prebaikaliene

Unităţile cristaline prebaikaliene cuprind metamorfite formate pe seama unor formaţiuni vulcanogene şi terigene, metamorforzate în faciesul amfibolitelor cu almandin şi care ulterior au suferit fenomene de retromorfism. Specific soclului prehercinic îi sunt numeroasele intruziuni de corpuri de granitoide, sincinematice sau postcinematice.

Vârstele determinate palinologic şi radiometric indică că metamorfozarea şi cutarea formaţiunilor a avut loc in Proterozoicul mediu, în orogenezele prebaikaliene.

Mezometamorfitele prehercineice aparţin grupurilor Lainici-Păiuş, Drăgşan, Poiana Mraconia şi Neamţu.

a) *Grupul Lainici-Păiuş* aflorează în M-ţii Cernei, pe versantul sudic al M-ţilor Vâlcan, în Parâng şi Retezat. Este o serie metaclastică, predominând gnaisele cuarţitice cu intercalaţii de şisturi micacee, şisturi grafitoase şi calcare cristaline. Frecvent este afectată de retromorfism.

b) *Grupul amfibolitelor de Dragşan* aflorează din Valea Cerna până în Parâng, precum şi în M-ţii Retezat. Este o serie metaeruptivă bazică, alcătuită dintr-o suită de gnaise amfibolice, amfibolite rubanate, horblendite, gnaise micacee, gnaise feldspatice şi subordonat serpentinite şi calcare cristaline.

c) *Grupul de Poiana Mraconia* este deschis la zi în M-ţii Almăjului, încadrându-se în seriile metaclastice, cu paragnaise micacee, paragnaise amfibolice, cuarţite feldspatice, etc. În schimb, grupul de Neamţu, ocupând o arie estică faţă de zona de aflorare a grupului Poiana Mraconia, face parte din seria metamorfitelor metaeruptive bazice, fiind alcăturită din gnaise biotitice, gnaise amfibolice, calcare cristaline.

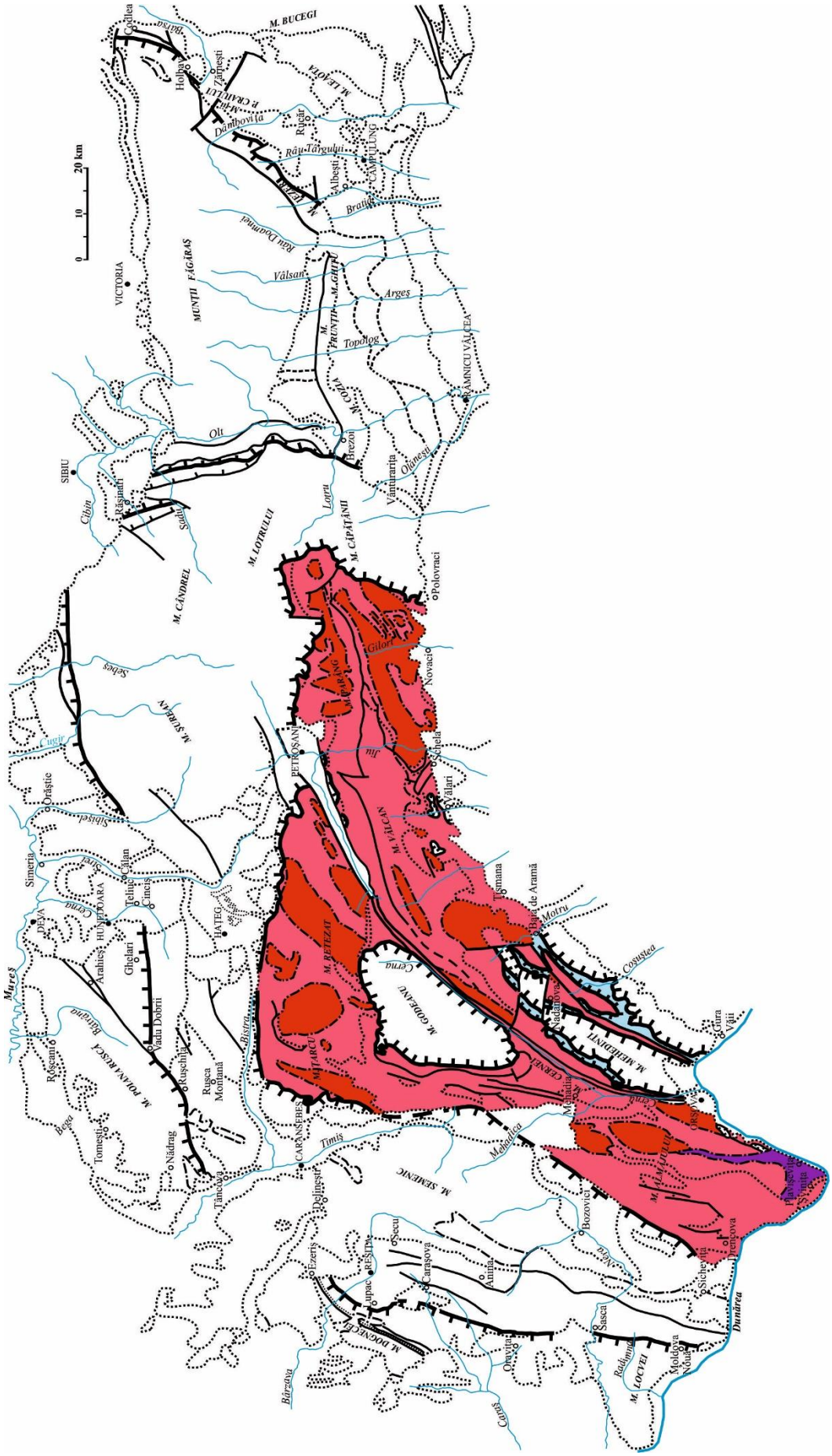


Fig. 1 – Aria de aflorare a danubianului Orogenului Carpaților Meridionali

Şisturile epimetamorfice - ciclul baikalian

Şisturile epimetamorfice aflorează numai în M-ţii Almăjului, pe o arie flancată în vest de cristalinul de Poiana Mraconia şi în est de cristalinul de Neamţu. Acestea aparţin Grupului de Corbu.

Grupul de Corbu a provenit din metamorfozarea unor formaţiuni vulcanogene şi terigene în faciesul şisturilor verzi. În acestea s-au identificat archaeocyatide care indică vârsta Proterozoic terminal - Cambrian.

2. Corpurile magmatice prehercinice

O caracteristică importantă a formaţiunilor cristaline prealpine din autohtonul danubian este reprezentată de prezenţa a numeroase corpuri de granitoide sincinematice sau tardicinematice. Acestea au forme eliptice, alungite, de dom, sau neregulate şi pot fi concordante sau discordante în şisturile cristaline. Masivele de granitoide formează axul unor structuri anticlinale, care se dispun pe aliniamente ce pot fi urmărite pe tot cuprinsul domeniului danubian.

a) *Masivul granitoid de Suşiţa* este un pluton sincinematic, de formă eliptică şi se urmăreşte din Valea Olteţului spre vest pe o lungime de cca. 60 km şi o lăţime de 3–8 km. Este concordant în şisturile Grupului de Lainici–Păiuş. Este alcătuit din granodiorite, granite, diorite cuarţifere, cu dezvoltare locală întâlnindu-se granite cu fenocristale de feldspat roşu. Metodele radiometrice indică o vârstă de 524 Ma.

b) *Masivul granitoid de la Tismana* este localizat în sud-vestul M-ţilor Vâlcan şi se urmăreşte pe cca. 25 km/10 km. Străbate cristalinul de Lainici–Păiuş, fiindu-i atribuită o vârstă de 650 Ma.

c) *Masivul granitoid de Retezat – Petreanu* apare concordant în şisturile de Lainici – Păiuş, sub forma unei boltiri anticlinale. Este un corp sincinematic, alcătuit din granodiorite porfirice cu textură masivă.

d) *Masivul granitoid de Sfârdinu* este intrus în cristalinul de Poiana Mraconia, fiind alcătuit din microgranite leucocrate, granite porfiroide cu biotit şi muscovit şi granodiorite cu biotit şi hornblendă.

e) *Masivul granitoid de Cerna* se urmăreşte în lungul Văii Cerna, fiind intrus în amfibolitele de Drăgşan.

f) *Masivul granitoid de Ogradena*, are poziţia cea mai sudică şi este intrus în rocile Grupului de Neamţu. Este alcătuit din granite de culoare albă, cu microclin, oligoclaz, muscovit, biotit, sillimanit şi granat.

3. Şisturi hercinice

Cristalinul hercinic este exclusiv epimetamorfic şi cuprinde *grupurile de Tulişa şi Drencova*. Grupul care domină este cel de Tulişa, fiind răspândit în M-ţii Parâng, Vâlcan şi Retezat. Ocupă de obicei zonele axiale al unor sinclinale, sau urmăreşte contactul dintre Autohtonul danubian şi Pânza getică. Grosimea acestor depozite poate atinge 2000 m, fiind constituită din formaţiuni predominant terigene, de vârstă paleozoică, metamorfozate în faciesul şisturilor verzi.

4. Masivele de roci bazice şi ultrabazice

Vârsta masivelor este considerată paleozoică datorită faptului că acestea străbat Grupul epimetmorfic de Corbu, de vârstă Proterozoic terminal – Cambrian.

a) *Masivul gabroic Iuţi*, localizat în sudul M-ţilor Almăj, este alcătuit din roci de tipul gabroului și este străbătut de filoane aplitice, lamprofire şi porfire cuarţifere.

b) *Masivul gabroic de la Plavişeviţa*, de asemenea localizat în sudul M-ţilor Almăj, este alcătuit din gabrouri şi străbate cristalinul de Corbu.

c) *Masivul de serpentinite de la Tisoviţa* este alcătuit de asemenea din roci bazice de tipul gabroului.

5. Cuvertura sedimentară

Succesiunea seriei sedimentare danubiene debutează cu formaţiuni molasice ale Carboniferului superior şi Permianului, depuse în zone mai largi de sedimentare, care le prefigurează pe cele ale ciclului alpin. Acestea sunt asociate cu roci vulcanice acide, riolotice. În suita sedimentară alpină la nord de Dunăre depozitele triasice lipsesc, ciclul alpin debutând cu formaţiuni Jurasic inferior, dezvoltate în facies de Gresten sau asemănător cu acesta. Ciclul de sedimentare alpin este marcat de o întrerupere corespunzătoare tectogenezei mezocretacice („primei faze getice"), după care sedimentarea este reluată în Cretacicul superior. Sedimentele neocretacice prezintă o mai mică diversitate litofacială comparativ cu cele jurasic–eocretacice, recunoscându-se o secvenţă inferioară pelitică urmată de formaţiuni de wildflysch de vârstă turonian-senoniană. În părţile interne ale domeniului se depun conglomerate masive, neocretacice.

Cuvertura sedimentară s-a conservat în zonele depresionare: Sviniţa-Svinecea, Presacina şi Cerna-Jiu (Fig. 2).

AUTOHTONUL DANUBIAN

Relieful: M-ţii Parâng, Vâlcan, Retezat, Cernei, Almăj, masivele Petreanu şi Ţarcu şi Platoul Mehedinţi

	Vârsta			***Zona Sviniţa - Svinecea***	***Zona Presacina***	***Zona Cerna - Jiu***
	Cretacic			Facies de wildflisch. Suită ritmică de gresii calcaroase şi marne.		Platformă carbonatică extinsă. - Calcare urgoniene
Mz	Jurasic	Malm	Cuvertura sedimentară	Faciesurilor de mare adâncă, cu calcare fin granulare, amonitice şi marne		Calcare de facies recifal
		Dogger				- calcarele de Stramberg
		Liasic		Depozite în facies de Gresten cu cărbuni şi formaţiuni conglomeratice		
	Trias.				Exondare	
Pz	Perm.			Depozite terigene cu intercalaţii de riolite, rar bazalte şi cinerite		Depozitele Formaţiunii ankimetamorfice de Schela, cu cărbuni superiori.
	Carb.			Litofacies continental-lacustru, paralic, cu conglomerate, gresii, argile, şisturi cărbunoase		
P-Pz	Fundament metamorfic, cu intruziuni de corpuri magmatice					

Zona Sviniţa - Svinecea, este identificată în partea sudică a M-ţilor Almăj, aceasta evoluând ca bazin de sedimentare în partea sud-vestică a autohtonului danubian, cu acumulare de depozite în ciclurile prealpin şi alpine.

Ciclul prealpin este reprezentat de depozite de vârstă carbonifer superior - permiană, dezvoltate într-un litofacies continental–lacustru, paralic, cu conglomerate, gresii, argile, şisturi cărbunoase. Sunt prezente intercalaţiile subţiri de cărbuni. În Permian se recunoaşte o activitate vulcanică de tip exploziv, aceasta fiind marcată de riolite şi mai rar bazalte şi cinerite intercalate la diferite nivele în depozitele terigene.

Ciclul alpin este format din două serii sedimentare, separate de discordanţa datorată mişcărilor mezocretacice (austrice).

a) Sedimentarul liasic - cretacic inferior este caracteristic faciesurilor de mare adâncă, cu calcare fine, amonitice şi marne. În partea inferioară a succesiunii depozitele sunt dezvoltate încă în facies de Gresten cu cărbuni, alături de formaţiuni conglomeratice care marchează revenirea apelor în bazinul de sedimentare.

b) Sedimentarul neocretacic este alcătuit dintr-o suită ritmică care debutează cu gresii calcaroase şi se încheie cu marne.

Zona Presacina este localizată între culoarul Caransebeş - Mehadia, în vest şi masivul Godeanu spre est. În nord se întinde până în M-ţii Ţarcu. Din punct de vedere al ciclurilor de sedimentare, zona a avut o evoluţie similară cu zona Sviniţa - Svinecea, existând unele deosebiri litofaciale: o dezvoltare mai importantă a formaţiunilor de wildflysch şi vulcanogen-sedimentare.

Zona Cerna - Jiu se delimitează din Valea Cernei spre est, pe versantul sudic al M-ţilor Vâlcan, depăşind Valea Jiului până în Valea Olteţului, La Polovraci.

În ce priveşte evoluţia bazinului de sedimentare aferent zonei Cerna-Jiu, sunt diferenţe faţă de celelalte două zone. Unii autori consideră că acumularea sedimentelor începe din Carbonifer, odată cu depozitele seriei ankimetamorfice cu cărbuni superiori, de Schela. Alţii admit existenţa numai a ciclului alpin, întrerupt de tectogenezele austrice. În ceea ce toţi cercetătorii sunt de acord, este faptul că bazinul avea o poziţie marginală în cadrul domeniului danubian, aspect marcat de formarea unei întinse platforme carbonatice, de vârstă jurasic mediu - apţiană. În suita calcaroasă se disting calcare de facies recifal, care reclamă adâncimi mai mici ale mării. Se detaşează calcarele de Stramberg (Jurasic superior) şi cele urgoniene (Eocretacic).

Tectonica

În aria carpatică autohtonul danubian reprezintă marginea continentală instabilă a plăcii euroasiatice. Aspectul structural al danubianului este rezultatul orgenezelor hercinice şi alpine (tectogenezele austrică şi laramică) (Fig. 1, 3).

Tectonica prealpină se referă la deformările suferite de formaţiunile metamorfice, de soclu, în ciclurile geotectonice precambriene (precadomiene, cadomiene, baikaliene) şi paleozoice (caledoniene şi hercinice). Cele mai vechi serii metamorfice ale dacidelor marginale pot fi grupate în două categorii principale:

- serii metamorfice alcătuite predominant din formaţiuni metaclastice: Lainici–Păiuş şi Poiana Mraconia;
- serii metamorfice alcătuite predominant din formaţiuni metaeruptive bazice: Drăgşan şi Neamţu.

Această grupare sugerează, în opinia unor autori, că au existat două domenii majore precambriene, cu o constituţie diferită a scoarţei, care apoi au fost implicate în procese de şariaj.

Tectonica hercinică a danubianului poate fi comparată într-o oarecare măsură cu structura prealpină a dacidelor mediane. Unul din cele mai importante efecte tectonice hercinice conservate în structurile alpine, este reprezentat de şariajul grupului de Drăgşan peste cristalinul de Lainici – Păiuş.

Fig. 2– Sedimentarul mesozoic al unităților dacidice ale Orogenului Carpaților Meridionali

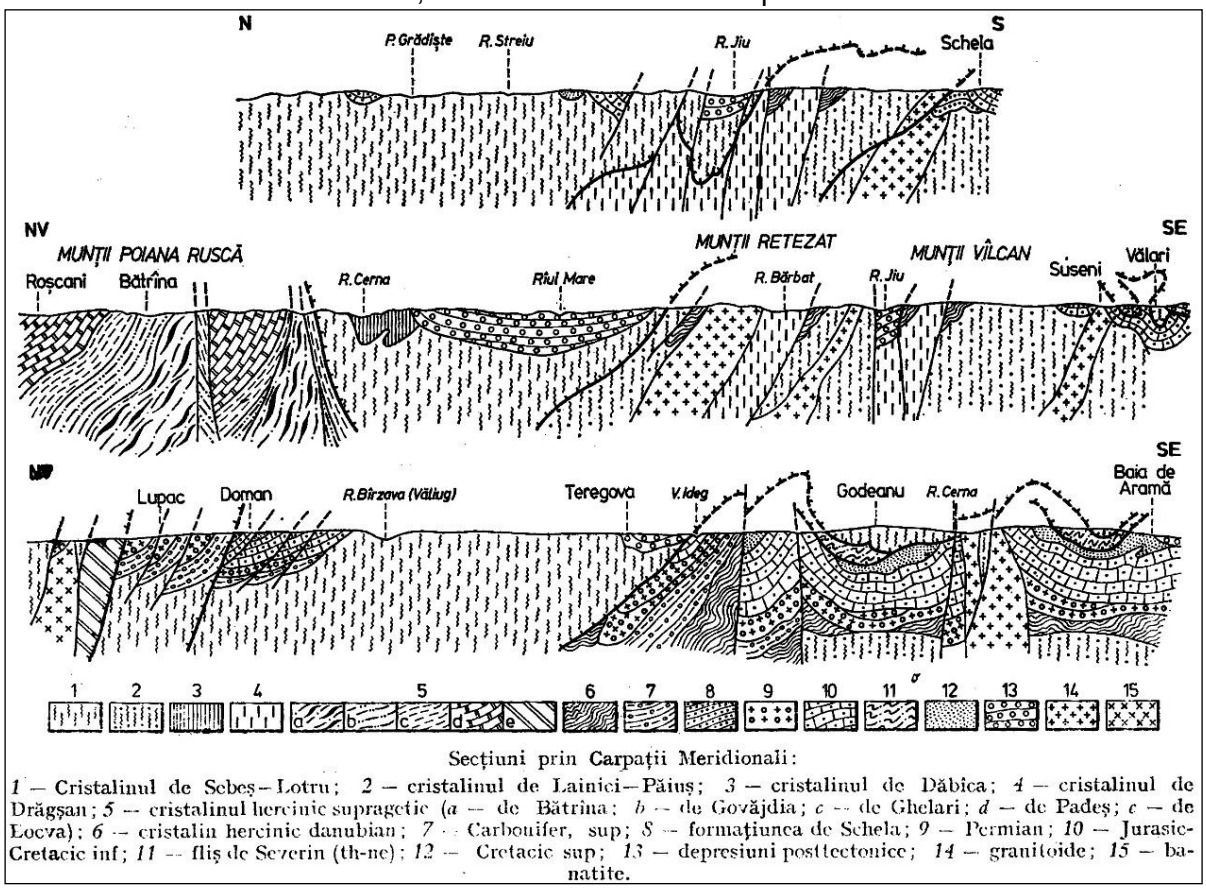
Tectonica alpină. Structurile prealpine ale autohtonului danubian au fost reluate în ciclul geotectonic alpin, rezultând un eşafodaj tectonic complicat, în care şi-au lăsat amprenta fazele getice, respectiv tectogenezele austrică şi laramică. Principalele elemente tectonice care caracterizează danubianul sunt duplicaturile. Acestea ar fi fost generate de stressurile determinate de mişcările din prima (tectogeneza austrică) şi a doua (tectogeneza laramică) fază getică.

Soclul şi cuvertura au fost afectate de fracturi, după care s-au produs încălecări secundare, echivalente cu duplicaturile. În consecinţă, în autohtonul danubian s-au separat danubianidele superioare (interne) şi danubianidele inferioare (externe). Acestea vin în contact de-a lungul accidentului tectonic major, denumit falia Cerna. Sedimentarul de Sviniţa - Svinecea şi Presacina crespunde danubianidelor interne, iar cel de Cerna–Jiu, danubianidelor externe.

Autohtonul danubian a fost afectat şi de deformări postlaramice, cu efecte rupturale. Postlaramic este şi grabenul Cernei, care s-a format prin reactivarea faliei jurasice, Cerna.

O altă problemă este legată de semnificaţia masivului de roci bazice şi ultrabazice de la Iuţi pentru geodinamica hercinică. Acesta este încălecat de la vest de formaţiunile cristaline ale seriei de Poiana Mraconia şi încalecă la rândul său pe cele ale seriilor de Neamţu şi Corbu, spre est. În această situaţie, masivul ar putea constitui o sutură cu resturi de scoarţă oceanică hercinică.

Deformărilor prealpine au fost determinate în parte de punerea în loc a masivelor granitoide, a căror abundenţă este specifică pentru domeniul danubian şi care au determinat crearea unor structuri anticlinale, a căror zonă axială o ocupă.



Secțiuni prin Carpații Meridionali:
1 — Cristalinul de Sebeș–Lotru; 2 — cristalinul de Lainici—Păiuș; 3 — cristalinul de Dăbîca; 4 — cristalinul de Drăgșan; 5 — cristalinul hercinic supragetic (a — de Bătrîna; b — de Govăjdia; c — de Ghelari; d — de Padeș; e — de Locva); 6 — cristalin hercinic danubian; 7 — Carbonifer, sup; 8 — formațiunea de Schela; 9 — Permian; 10 — Jurasic-Cretacic inf; 11 — fliș de Sezerin (th-ne); 12 — Cretacic sup; 13 — depresiuni posttectonice; 14 — granitoide; 15 — banatite.

Fig. 3. Structura și litostratigrafia Carpaților Meridionali la vest de Olteț (după Mutihac, 1990)

Implicaţii geomorfologice, pedologice, hidrografice:

- ***Geomorfologice***: corpurile de granitoide din Parâng, Retezat, Muntele Mic, Almăj dau forme de relief specifice şi contribuie la păstrarea poziţiei altitudinale dominante; peticul getic Godeanu contribuie la realizarea altitudinii maxime în acest masiv; formaţiunile

calcaroase Jurasic superioare şi Cretacic inferioare au favorizat formarea reliefului carstic din M-ţii Vâlcan, Platoul Mehedinţi, M-ţii Cernei;

- ***Pedologice***: formarea solurilor zonale de tipul podzolurilor pe şisturile cristaline cuarţitice; formarea solurilor azonale de tipul rendzinelor pe rocile calcaroase sau de tipul solurilor brune feriiluviale pe materiale vulcanice şi metamorfice acide;
- ***Hidrografice***: formarea sistemelor hidrografice sub control tectonic sau/şi al contactelor litologice; de exemplu sistemul hidrografic al Cernei, a fost condiţionat de evoluţia faliei subcrustale Cerna şi a grabenului Cernei.

PÂNZA GETICĂ (*DACIDELE MEDIANE*)

Dintre unităţile dacidelor mediane, Pânza getică are cea mai întinsă arie de aflorare. Pânza getică s-a conturat ca o mare carapace, constituită din formaţiuni cristaline şi depozite sedimentare, şariată peste Autohtonul danubian şi antrenând în frunte Pânza flişului de Severin.

Pânza prezintă două discontinuităţi majore: una în partea de sud-vest, la vest de Olteţ, unde eroziunea a fost foarte accentuată, descoperind semifereastra danubiană (în această zonă Pânza getică se păstrează ca petice de acoperire) şi între Olt şi Dâmboviţa (în masivul Făgăraş, unde a fost acoperită de Pânza supragetică).

Datorită proceselor de eroziune depozitele sedimentare ale pânzei s-au păstrat doar în zonele Reşiţa - Moldova Nouă, Haţeg - Rusca Montană, Vânturariţa şi Bucegi - Piatra Craiului – Braşov (Fig. 4).

Din punct de vedere geomorfologic, cele mai multe culmi din Carpaţii Meridionali aparţin Unităţii getice: munţii Cozia din grupa Făgăraş, Lotrului, Cibin-Sebeş, partea sudică a munţilor Poiana Ruscă, Semenic, Dognecea şi Locva. Tot domeniului getic aparţin şi depozitele păstrate sub formă de petice de acoperire Godeanu, Bahna, Mehedinţi şi Vălari.

Stratigrafia

Stratigrafic, pânza este alcătuită dintr-un soclu cristalin prealpin şi o cuvertură sedimentară de vârstă paleozoic superior-mezozoică.

1. Soclul cristalin prealpin

Cuprinde şisturi mezometamorfice, repartizate grupurilor (seriilor) mezometamorfice de Sebeş-Lotru şi Voineşti şi seriilor epimetamorfice de Dăbâca, Miniş şi Leaota.

Şisturi cristaline mezometamorfice

Seria de Sebeş-Lotru – are o extindere mare în munţii Căpăţânii, Lotrului, Cibin, Sebeş, partea centrală şi vestică a Semenicului, jumătatea sudică a munţilor Poiana Ruscă şi în peticele de acoperire Godeanu, Bahna şi Mehedinţi. Petrografic include serii masive, gnaisice, în care se intercalează amfibolite cu magnetit, micaşisturi, şisturi manganifere, cuarţite, lentile de pegmatite şi serpentinite.

Seria de Voineşti – reprezintă echivalentul stratigrafic al seriei de Sebeş-Lotru, care aflorează în Leaota. Petrografic este alcătuită din gnaise, roci amfibolice, cuarţite şi micaşituri. Vârsta cristalinului mezometamorfic este considerată Proterozoic mediu.

Şisturi cristaline epimetamorfice

Acestea apar pe suprafeţe restrânse şi sunt repartizate seriilor cristaline baikalian-caledoniene de Dăbâca - în M-ţii Poiana Ruscă, Miniş - în M-ţii Semenic şi Leaota - în M-ţii Leaota. Litologic, sunt alcătuite dintr-un fond de şisturi şi filite cloritoase, sericitoase şi calcare cristaline.

Cutarea şi metamorfismul cristalinului de grad scăzută, epizonal, s-a produs în orogenezele baikaliană şi eventual caledonică timpurie (Paleozoic bazal).

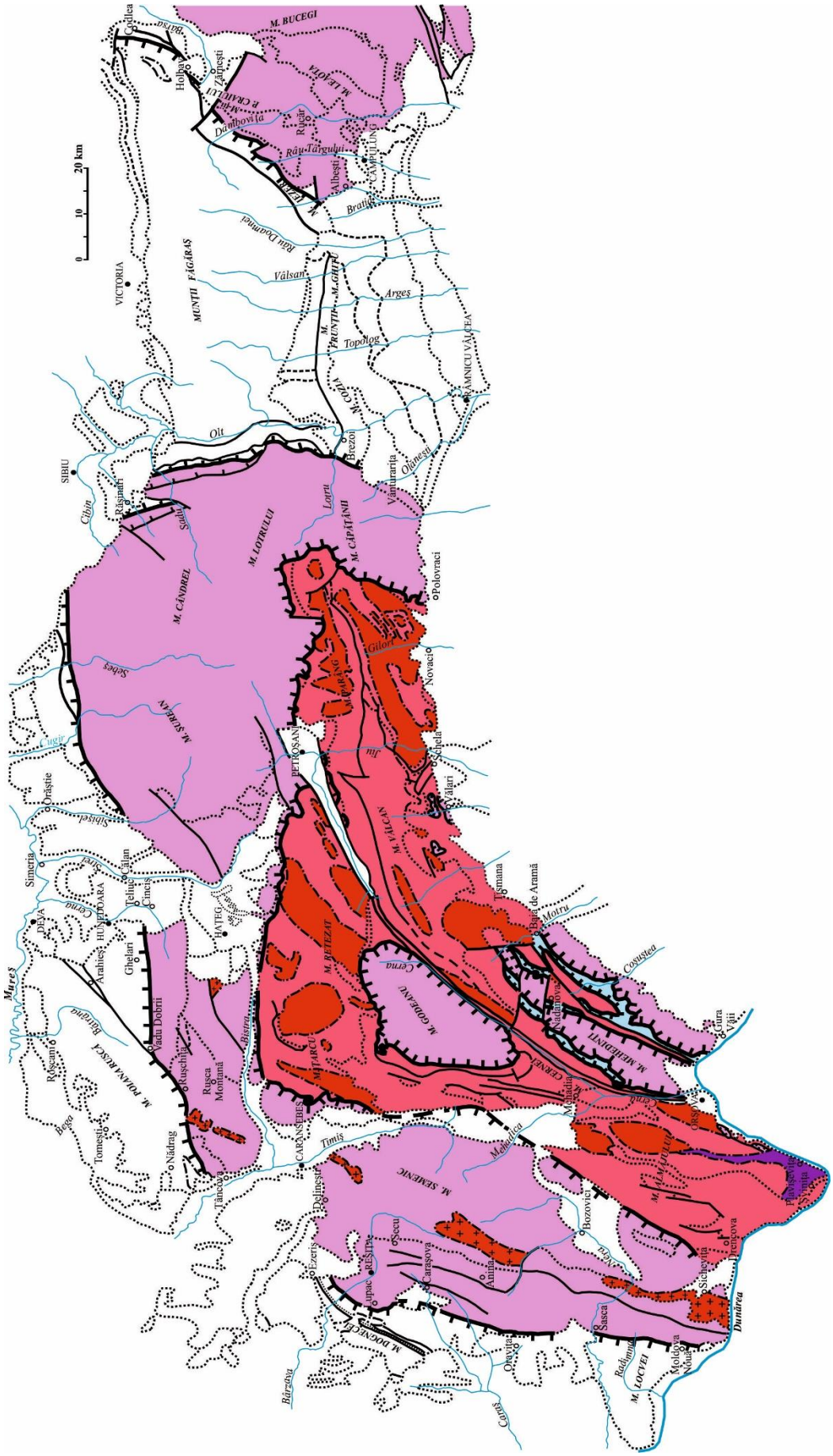


Fig. 4– Aria de afloare a unităților getice ale Orogenului Carpaților Meridionali

Masive de granitoide prehercinice

În domeniul getic, activitate magmatică a avut o amploare mai mică decât în domeniul danubian, astfel încât corpurile de granitoide sunt mai puţine, iar dimensiuni importante au numai *plutonul Poneasca* şi *plutonul de la Sicheviţa*. Celelalte, precum masivele Buchin, Criva, etc. au dimensiuni mici.

Plutonul Poneasca – se găseşte în partea central-vestică a M-ţilor Semenic, concordant în cristalinul de Sebeş-Lotru. Are o lungime de ordinul kilometrilor şi apare în axul structurii anticlinale Poneasca.

Petrografic, este alcătuit din granite cu muscovit şi biotit, granodiorite şi diorite cuarţifere.

Plutonul Sicheviţa – este situat în partea vestică a M-ţilor Almăj şi se întinde din Defileul Dunării spre nord, până în Valea Nerei. Străbate cristalinul de Sebeş-Lotru şi este alcătuit din granite şi granodiorite.

2. Cuvertura sedimentară a Pânzei getice

După formarea cristalinului epimetamorfic în ciclurile baikalian-caledonian, domeniul getic a evoluat ca arie continentală până în Carboniferul superior, când reintră în circuitul de sedimentare.

În Paleozoicul superior sedimentarea are un caracter molasic, în facies continental-lacustru. După depunerea formaţiunilor permiene, urmează o nouă fază de exondare pe întreaga arie getică extinsă în Triasic (cca. 30 mil. ani). Sedimentarea se reia în Jurasicul inferior, după schiţarea zonelor depresionare Reşiţa - Moldova Nouă, Haţeg, Rusca Montană, Vânturariţa şi Bucegi - Piatra Craiului - Braşov.

PÂNZA GETICĂ

Relieful: M-ţii Cozia, Lotrului, Cibin-Sebeş, partea sudică a m-ţilor Poiana Ruscă, Semenic, Dognecea şi Locva. Klipele din Godeanu, Bahna, Mehedinţi şi Vălari.

	Vârsta			*Z. Reşiţa – Moldova Nouă*	*Zona Haţeg*	*Zona Bucegi*
Mz	Cretacic		Cuvertura sedimentară	- Gresii glauconitice cu argile siltice - Calcare urgoniene - marno-calcare	- conglomerate, gresii micacee, marno-calcare - exondare - bauxite - calcare algale, calcare oolitice, calcare masive	- Depozite molasice - Conglomeratele de Bucegi - exondare - Calcare în facies urgonian
	Jurasic	Malm		- calcare fin granulare, amonitice, calcare noduloase şi marne	- Platformă carbonatică	- exondare
		Dogger		- Depozite marno-calcaroase	- sedimente predominant marno-calcaroase.	- calcarele masive de tip Stramberg - calcare grezoase oolitice şi silicolite
		Liasic		- Depozite în facies de Gresten cu cărbuni.		Facies de Gresten cu cărbuni
	Trias.			Exondare		calcare, dolomite, şisturi calcaroase, calcare noduloase, calcare negre bituminoase
Pz	Perm.			- depozite cu o coloraţie roşie: conglomerate, gresii şi argile roşii. - argile negre cu intercalaţii de gresii, microconglomerate, tufuri şi tufite.	- Depozite roşii - Facies de Gesten	Exondare
	Carb.			Litofacies continental-lacustru, cu conglomerate, gresii, argile, şisturi argiloase cu cărbuni (Secu, Lupac).	Exondare	
P-Pz	Fundament metamorfic, cu intruziuni de corpuri magmatice					

Zona Reşiţa - Moldova Nouă

Este situată în partea de vest a Banatului, extinzându-se pe direcţia nord-sud, între localităţile Reşiţa şi Moldova Nouă. Sedimentarul aparţine la două cicluri: unul paleozoic superior, interesant din punct de vedere economic prin zăcămintele de cărbuni conţinute şi unul alpin, Jurasic inferior- Cretacic inferior, timp în care s-a format o platformă carbonatică (Fig. 5).

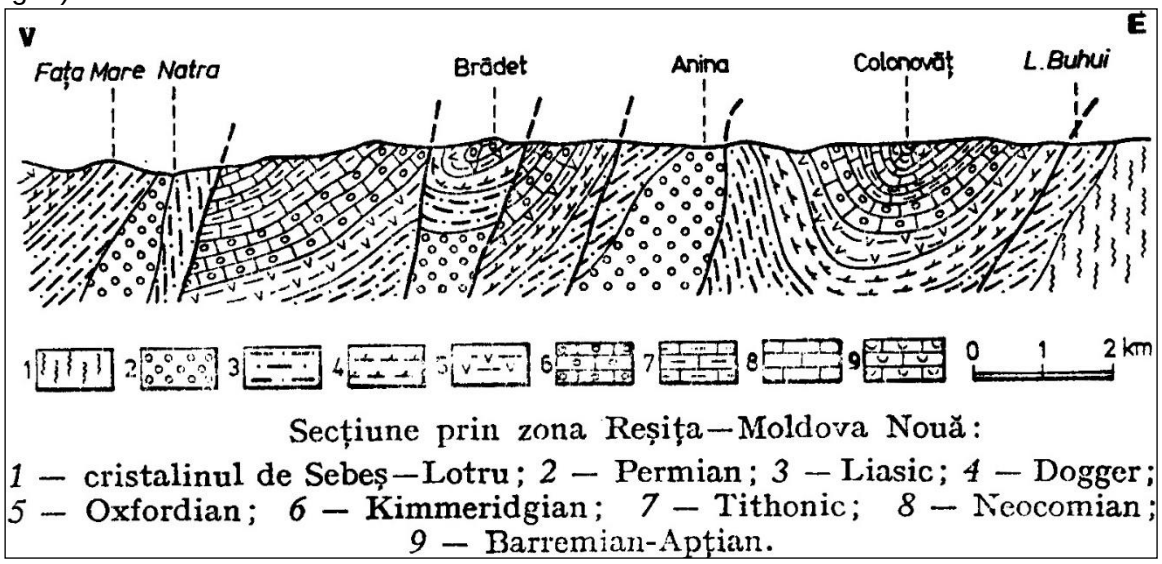


Fig. 5. Secţiune geologică în zona Reşiţa – Moldova Nouă (după Mutihac, 1990)

Seria paleozoic superioară - a luat naştere în condiţii continental lacustre, depozitele fiind de vârstă Carbonifer superior şi Permian inferior.

În Carbonifer s-au acumulat brecii, conglomerate şi gresii în care se intercalează şisturi argiloase cu cărbuni (zăcămintele de la Secu, Lupac).

În Permianul inferior depozitele sunt formate din argile negre cu intercalaţii de gresii, microconglomerate, tufuri şi tufite, în partea inferioară, peste care urmează depozite cu o coloraţie predominant roşie, cu conglomerate, gresii şi argile roşii. Coloraţia roşie indică un mediu puternic oxidant.

Seria alpină - după exondarea din Triasic, procesul de sedimentare în această zonă s-a reluat în Jurasic inferior (Liasic). Ca şi în domeniul danubian, sedimentarea se desfăşoară în intervalul Jurasic inferior - Cretacic mediu(Albian). Spre deosebire de bazinul de sedimentare al Carpaţiilor Orientali, aici lipsesc depozitele triasice.

Jurasicul inferior (Liasic) - este dezvoltat în facies de Gresten (= facies cărbunos, stratotipul în Alpi), cu conglomerate, gresii, argilite, strate de cărbuni, şisturi bituminoase şi calcare sideritice, însoţite de o bogată floră fosilă. Acumulări de cărbuni explotabili se găsesc la Anina şi Doman, la Anina fiind şi încercări de valorificare a şisturilor bituminoase.

Jurasicul mediu (Dogger) - se instalează condiţii de sedimentare de mare adâncă, luând naştere depozite marno-calcaroase.

Jurasicul superior (Malm) - se continuă sedimentarea de mare adâncă cu marne şi calcare noduloase, cu amoniţi, ce amintesc faciesul calcarelor cu acanthicum din Carpaţii Orientali (Hăghimaş).

Cretacicul inferior (Neocomian) - se depun depozite pelagice, marno-calcaroase, peste care urmează calcare recifale în facies urgonian.

Cretacicul mediu - încheie sedimentarea în zona Reşiţa - Moldova Nouă. Depozitele se dispun discordant peste cele marno-calcaroase mai vechi, fiind alcătuite din gresii glauconitice şi silto-argile.

Zona Haţeg

Zona mărgineşte depresiunea Haţegului, depozitele aflorând în parte sud-vestică a M-ţilor Şureanu, sudul M-ţilor Retezat, sud-estul M-ţilor Poiana Ruscă. În această zonă sedimentarea debutează în Permian şi se menţine până la sfârşitul Cretacicului.

Sistemul Permian - Jurasic, este asemănător litofacial cu cel din zona Reşiţa - Moldova Nouă, cu depozite roşii, peste care urmează sedimentarul în facies de Gersten şi, apoi, o sedimente predominant marno-calcaroase (în partea finală a Jurasicului dezvoltându-se o platformă carbonatică).

Cretacicul – acestei perioade îi corespund două momente de evoluţie a bazinului, rezultând două serii sedimentare cu caractere distincte:

Eocretacicul (Berriasian - Apţian) – ciclul sedimentar s-a format în condiţii de stabilitate tectonică a bazinului marin, timp în care s-au acumulat depozite exclusiv carbonatice: calcare algale, calcare oolitice, calcare masive. La sfârşitul Apţianului zona a fost exondată (Apţian-Albian), formându-se un paleorelief carstic în a cărui forme negative s-au format bauxite expoatabile.

Neocretacicul (Cenomanian - Senonian) - în acest interval în bazin se instalează un regim de instabilitate tectonică, creindu-se condiţii pentru acumularea unor depozite detritice, cu factură de fliş. S-au acumulat conglomerate, gresii micacee, marno-calcare, calcare, cu intercalaţii de material pelitic.

La sfârşitul Senonianului, zona este exondată datorită diastrofismului laramic, evoluând în continuare în condiţii de sedimentare molasice, continental-lacustre. S-au acumulat conglomerate, gresii, argile, marne cu o bogată faună continentală de chelonieni, crocodilieni, dinosaureni, păsări fosile şi de asemenea cu numeroase impresiuni de plante.

Zona Vânturariţa

Este situată în partea de sud-est a M-ţilor Căpăţânii. Aici sedimentarea în domeniul getic s-a desfăşurat pe întervalul Jurasic mediu (Dogger) - Jurasic superior (Malm).

Doggerul - include calcare lumaşelice şi calcare roşii stratificate.

Malmul - înclude marno-calcare cu intercalaţii de silicolite roşii, peste care urmează calcare masive, organogene, în facies de Stramberg.

În zona Vânturariţa se întâlnesc şi depozite cretacice, dar care se dispun discordant peste planul de şariaj al Pânzei supragetice şi peste Pânza getică, indicând faptul că aparţine altui ciclu de evoluţie bazinală.

Zona Leaota - Bucegi - Braşov

Sedimentarul din această zonă este asemănător celui din domeniul getic. Corespunde geomorfologic cu masivele Leaota, Bucegi, Postăvarul, Piatra Mare, Piatra Craiului şi Culoarul Rucăr – Bran - Dragoslavele. Reamintim că unii autori tratează acest compartiment ca făcând parte din Carpaţii Orientali.

Spre deosebire de zonele getice vestice aici lipsesc depozitele paleozoice, sedimentarea în zonele Codlea, Cristian şi Vulcan debutând din Triasic. Sedimentarul s-a format în două cicluri: ciclul preaustric, Triasic - Apţian şi ciclul postaustric, Albian - Senonian (Fig. 6).

Ciclul Triasic - Apţian (preaustric)

Triasicul - este prezent în masivele Codlea, Cristian şi Vulcan şi lipseşte în Bucegi şi Piatra Craiului. Este alcătuit în bază din conglomerate şi gresii peste care urmează faciesuri calcaroase (calcare, dolomite, şisturi calcaroase, calcare noduloase, calcare negre bituminoase).

Jurasicul inferior (Liasic) - se caracterizează printr-o alternanţă de depozite în faciesul de Gresten continental-lacustru, paralic (cu cărbuni), cu depozite marine. S-au acumulat în zona Codlea - Cristian.

Jurasic mediu (Dogger) - Apţian - sedimentarea este prezentă pe întreaga suprafaţă a zonei, în masivele Bucegi, Piatra Craiului, Codlea, Vulcan, Tâmpa, Postăvaru şi Piatra Mare. Aceasta începe cu calcare grezoase oolitice, peste care se dispun Jaspuri şi radiolarite. În continuare urmează calcare noduloase roşii, foarte bogate în amoniţi (= strate cu

acanthicum), peste care urmează calcare organogene masive, în facies de Stramberg. Relieful pricipalelor masive amintite, este edificat pe calcarele masive de tip Stramberg. În zona Dâmbovicioarei şi împrejurimile Braşovului, ciclul se încheie cu marne cu amoniţi şi calcare în facies urgonian.

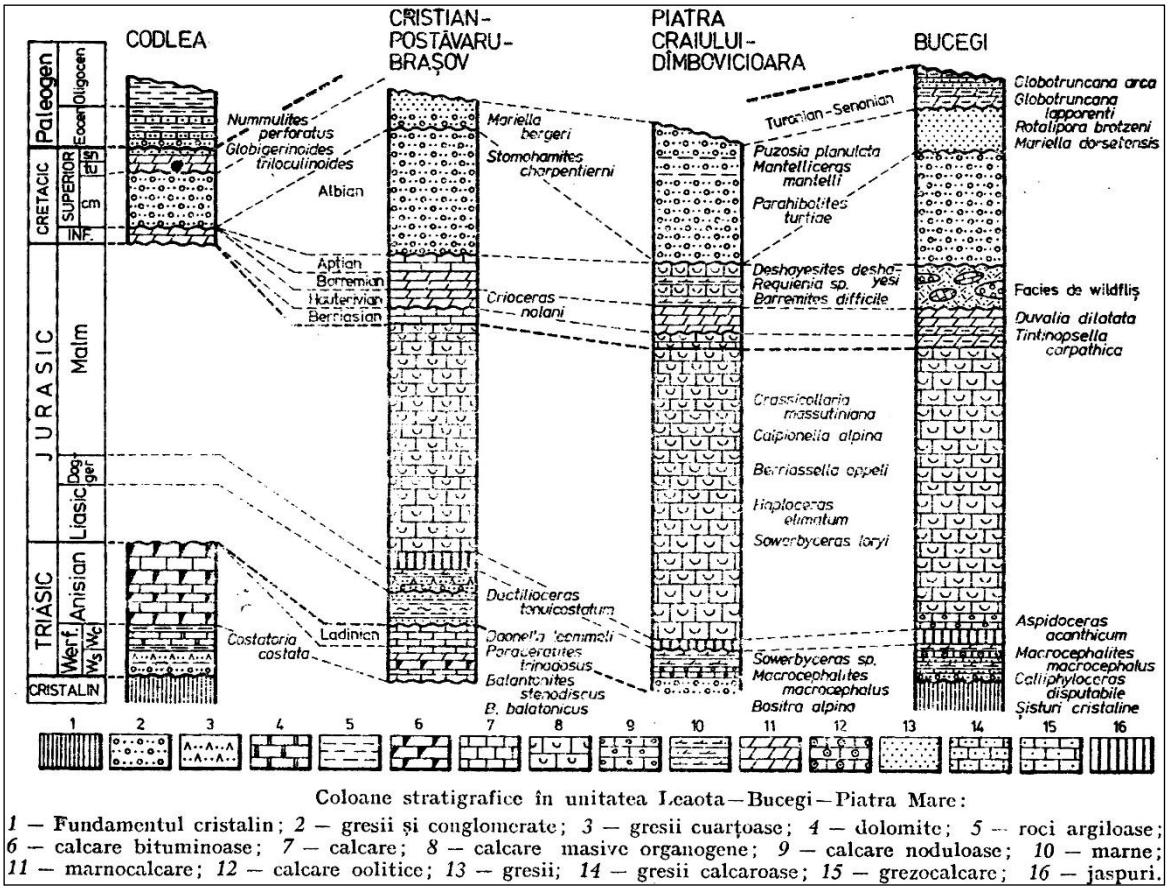


Fig. 6. Coloanele litostratigrafice ale sedimentarului din domeniul Bucegi - Piatra Craiului (după Mutihac et al., 2003)

Ciclul Albian - Senonian (postaustric)

La sfârşitul Apţianului se produce exondarea zonei ca urmare a efectelor tectogenezei austrice, după care a urmat o transgresiunea marină în Albian, zona reintrând în procesul de sedimentare.

Albian - datorită înălţărilor austrice, în zonele marginale bazinului de sedimentare rezultă un relief viguros, cu o reţea hidrografică scurtă şi cu o mare capacitete de transport, ceea ce a determinat acumularea unei stive groase de depozite, predominant ruditice, denumite ***conglomerate de Bucegi.*** Grosimea acestora este de cca. 2000 m şi sunt alcătuite din fragmentele rocilor mai vechi: roci cristaline, jaspuri, însă predomină fragmentele de calcare de tip Stramberg, ceea ce la conferă caracterul de conglomerate calcaroase.

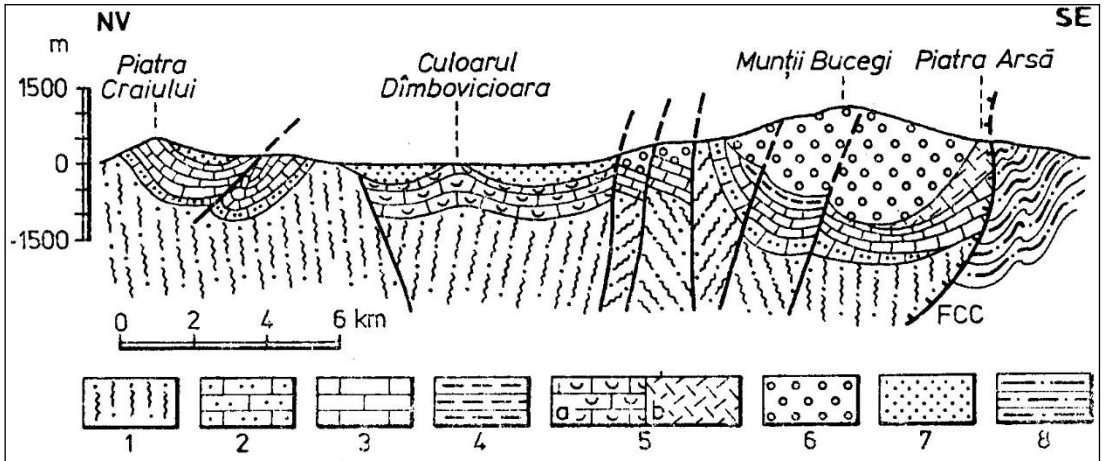
Cenomanian - Senonian

Acest ciclu sedimentar se instalează după mişcările austrice, fiind alcătuit din depozite molasice care alternează cu depozite marine pelagice: gresii, conglomerate, argile şi marno-calcare.

Tectonica

Structogeneza Pânzei getice s-a realizat în două faze tectogenetice: ***prima fază getică*** şi ***a doua fază getică.***

Prima fază getică – se datoreşte mişcărilor austrice din Apţian. Acum are loc formarea stucturii interne şi avansarea domeniului getic peste fosa riftului extern a Severinului.



Secțiune între Piatra Craiului și Valea Prahovei (după harta sc. 1 : 200 000 reinterpretată):

1 — Șisturi cristaline; *2* — Dogger; *3* — Malm; *4* — Neocomian; *5* — Barremian-Apţian (*a* — facies urgonian, *b* — facies de wildfliș) ; *6* — Albian (conglomerate de Bucegi); *7* — Vraconian-Cenomanian; *8* — fliș carpatic Tithonic-Neocomian (strate de Sinaia). *FCC* — falia central-carpatică.

Fig. 7. Secţiune geologică Piatra Craiului - Valea Prahovei (după Mutihac et al., 2003)

Se formează structura cutată, cute sinclinale şi anticlinale largi sau de tip solzi şi digitaţiile frontale ale pânzei (digitaţia Holbav). În zona Moldova Nouă s-a format un sistem de cute falii, cu o uşoară vergenţă sud-estică.

Zona Leaota - Bucegi - Piatra Craiului prezintă o zonă mediană anticlinală, constituită din cristalinul de Leaota, care separă spre vest sinclinalul Piatra Craiului şi spre est sinclinalul Bucegi, cu umplutură sedimentară. Culoarul Dâmbovicioarei se grefează pe o litologie cu calcare urgoniene masive şi depozite grezo-conglomeratice cenomaniene, cu un comportament casant, ceea ce a determinat dezvoltarea unui sistem important de falii (Fig. 7).

A doua fază getică - are loc în Senonian, când are loc şariajul laramic al domeniului getic peste domeniul danubian, purtând în bază pânza flişului de Severin.

În acest fel, şariajul petrecut în tectogeneza laramică din Senonian a condus la individualizarea Pânzei getice ca unitate tectonică majoră a Carpaţilor Meridionali.

PÂNZELE SUPRAGETICE (*DACIDELE MEDIANE*)

Pânza getică suportă la rândul ei şariajul unor volume de roci metamorfice şi sedimentare, care au luat naştere într-o zonă mai internă faţă de domeniul getic, formând pânzele supragetice.

Acestea aflorează în vestul M-ţilor Banatului, în jumătatea nordică a M-ţilor Poiana Ruscă şi în M-ţii Făgăraş. Sunt alcătuite din formaţiuni cristaline prealpine şi depozite sedimentare paleozoic superioare şi mezozoice, subţiri, cu multe lacune. Raritatea aflorimentelor cu depozite sedimentare supragetice, se datoreşte eroziunii puternice pe care au suferit-o unităţile superioare din Carpaţii Meridionali în Terţiar (Fig. 8).

Stratigrafia

Şisturile cristaline pot fi repartizate la două mari cicluri de sedimentare şi metamorfism: ciclul prehercinic şi ciclul hercinic.

1. Şisturi cristaline prehercinic

Formaţiunile cristalofiliene supragetice se grupează în două categorii: formaţiuni mezometamorfice şi formaţiuni epimetamorfice.

Formaţiuni cristaline mezometamorfice - sunt conturate în M-ţii Făgăraş, Dognecea şi Locva. Acestea au fost descrise sub denumiri locale, drept serii sau formaţiuni, în funcţie de autori.

În M-ţii Făgăraş s-au separat *seriile/formaţiunile de Cumpăna-Holbav, Şerbota şi Făgăraş*. Sunt alcătuite din gnaise şi paragnaise, micaşisturi şi şisturi amfibolice, micacee, sericitoase, cloritoase, sericito-cloritoase.

În munţii Dognecea şi Locva se găseşte *cristalinul de Bocşiţa-Drimoxa*, constituit din paragnaise micacee, şisturi micacee şi amfibolite.

Formaţiuni cristaline epimetamorfice – grupa şisturilor epizonale este slab reprezentată. S-au conturat în partea nord-vestică a M-ţilor Făgăraş, fiind descris drept *seria de Poiana Neamţului*. Este alcătuită din şisturi cuarţitice-sericitoase, şisturi grafitoase, şisturi verzi, calcare cristaline şi şisturi sericito-cloritoase. Vârsta este Proterozoic terminal.

Acivitatea magmatică în domeniul supragetic a fost foarte restrânsă. Se cunoaşte un singur corp intrus în cristalinul de Cumpăna-Holbav din M-ţii Făgăraş, denumit *masivul de granitoide Bârsa Fierului.* Este un corp cu o lungime de 10 Km şi o lăţime de 1 Km, format din diorite, granodiorite şi granite.

3. Şisturi cristaline hercinice

Şisturile cristaline hercinice sunt epimetamorfice şi au o largă dezvoltare, formând aproape în întregime M-ţii Locva, o parte importantă din M-ţii Dognecea şi jumătatea nordică a M-ţilor Poiana Ruscă. Acestea au luat naştere în intervalul Ordovician-Carbonifer inferior.

În M-ţii Poiana Ruscă s-au format în ordine cronostratigrafică *seriile de Bătrâna, Govăjdia, Ghelari şi Padeş*. Sunt alcătuite din şisturi terigene de epizonă (şisturi grafitoase, cloritoase, sericito-cloritoase, etc.), calcare şi dolomite cristaline. În Formaţiunea vulcanogen-sedimentară cu şisturi sericito-grafitoase şi şisturi verzi, din baza seriei de Ghelari, sunt cantonate zăcămintele de fier de la Teliuc şi Ghelari, constituite din ankerit şi siderit, iar din Formaţiunea superioară carbonatică se exploatează marmura de Ruşchiţa.

În munţii Locvei şi Dognecea cristalinul epizonal, hercinic, este repartizat la mai multe *serii (de Locva, de Leşcoviţa, de Valea Carasului)* alcătuite din roci care au rezultat prin metamorfozarea unor materiale terigene (şisturi cloritoase, sericitoase, cuarţitice) şi vulcanogen-sedimentare (metadiorite, metadacite, metagabrouri, roci porfirogene).

4. Învelişul sedimentar

Spre deosebire de sedimentarul getic sau danubian, sedimentarul supragetic deşi este alcătuit din depozite carbonifer-senoniene, acestea sunt dezvoltate în succesiune lacunară, discontinuă şi cu grosimi mici. Sunt reprezentate de roci carbonatice şi subordonat detritice.

Se deosebeşte ca şi în cazul domeniului getic un sedimentar preparoxismal şi unul postparoxismal.

Fig. 8 – Aria de aflorare a unităților supragetice ale Orogenului Carpaților Meridionali

PÂNZELE SUPRAGETICE

Relieful: **vestul M-ţilor Banatului, în jumătatea nordică a M-ţilor Poiana Ruscă şi în M-ţii Făgăraş**.

Vârsta		*M-ţii Făgăraş*	*M-ţii Banatului (partea vestică)*	*M-ţii Poian Ruscă (partea central-nordică)*
Mz	**Cuv. Sedim.**	- Spre deosebire de sedimentarul getic sau danubian, sedimentarul supragetic deşi este alcătuit din depozite carbonifer-senoniene, acestea sunt dezvoltate în succesiune lacunară, discontinuă şi cu grosimi mici. - Sunt reprezentate de roci carbonatice şi subordonat detritice. - Se deosebeşte ca şi în cazul domeniului getic un sedimentar preparoxismal şi unul postparoxismal.		
Pz (O-C inf.)	Fundament metamorfic		- Şisturi cloritoase, sericitoase, cuarţitice. - Depozite vulcanogen-sedimentare metamorfozate (metadiorite, metadacite, metagabrouri, roci porfirogene.	- Şisturi terigene de epizonă: şisturi grafitoase, cloritoase, sericito-cloritoase, etc.) calcare şi dolomite cristaline. - În Formaţiunea vulcanogen-sedimentară cu şisturi sericito-grafitoase şi şisturi verzi, **din baza seriei de Ghelari**, sunt cantonate ***zăcămintele de fier de la Teliuc şi Ghelari***, constituite din ankerit şi siderit, iar din ***Formaţiunea superioară carbonatică se exploatează marmura de Ruşchita.***
P		- şisturi cuarţitice-sericitoase, şisturi grafitoase, şisturi verzi, calcare cristaline şi şisturi sericito-cloritoase - gnaise şi paragnaise, micaşisturi şi şisturi amfibolice, micacee, sericitoase, cloritoase, sericito-cloritoase		

Tectonica

Unităţile supragetice, ca şi cele getice, au suferit două momente de tectogeneză: primul contemporan cu ***prima fază getică (Apţian - austric)*** şi al doilea cu ***a doua fază getică (Senonian - laramic).*** Spre deosebire însă de cele getice, în care caz principala deplasare s-a realizat în faza a doua, şariajele supragetice au avut cea mai importantă deplasare în prima fază, când s-au pus în loc în cea mai mare parte unităţile supragetice.

2. DOMENIUL FLIŞULUI

Pânza de Severin (dacide externe)

Corespondentul Pânzei de Ceahlău în Carpaţii Meridionali este pânza de Severin. Ea reprezintă Dacidele externe, fiind situată între Pânza getică (Dacidele mediane) şi Autohtonul danubian (Dacidele marginale). Dezvoltarea cea mai importantă o are între Dunăre şi Motru, în M-ţii Mehedinţi.

Este situată deasupra formaţiunilor cretacice ale Unităţii danubiene şi suportă tectonic, cristalinul getic. Formaţiuni ce aparţin Pânzei de Severin se mai găsesc în baza Pânzei getice de la Polovraci, în M-ţii Lotrului şi în bazinul Jiului de Vest (Fig. 9).

Stratigrafic, pânza este alcătuită dintr-un complex ofiolitic (peridotite, gabrouri, dolerite, bazalte, tufuri) şi un complex sedimentar similar cu ***Formaţiunea de Sinaia*** din flişul de Ceahlău al Carpaţilor Orientali.

Din punct de vedere tectonic a evoluat solidar cu domeniile getic şi danubian, în fazele getice legate de tectogenezele austrice (Apţian) şi laramice (Senonian).

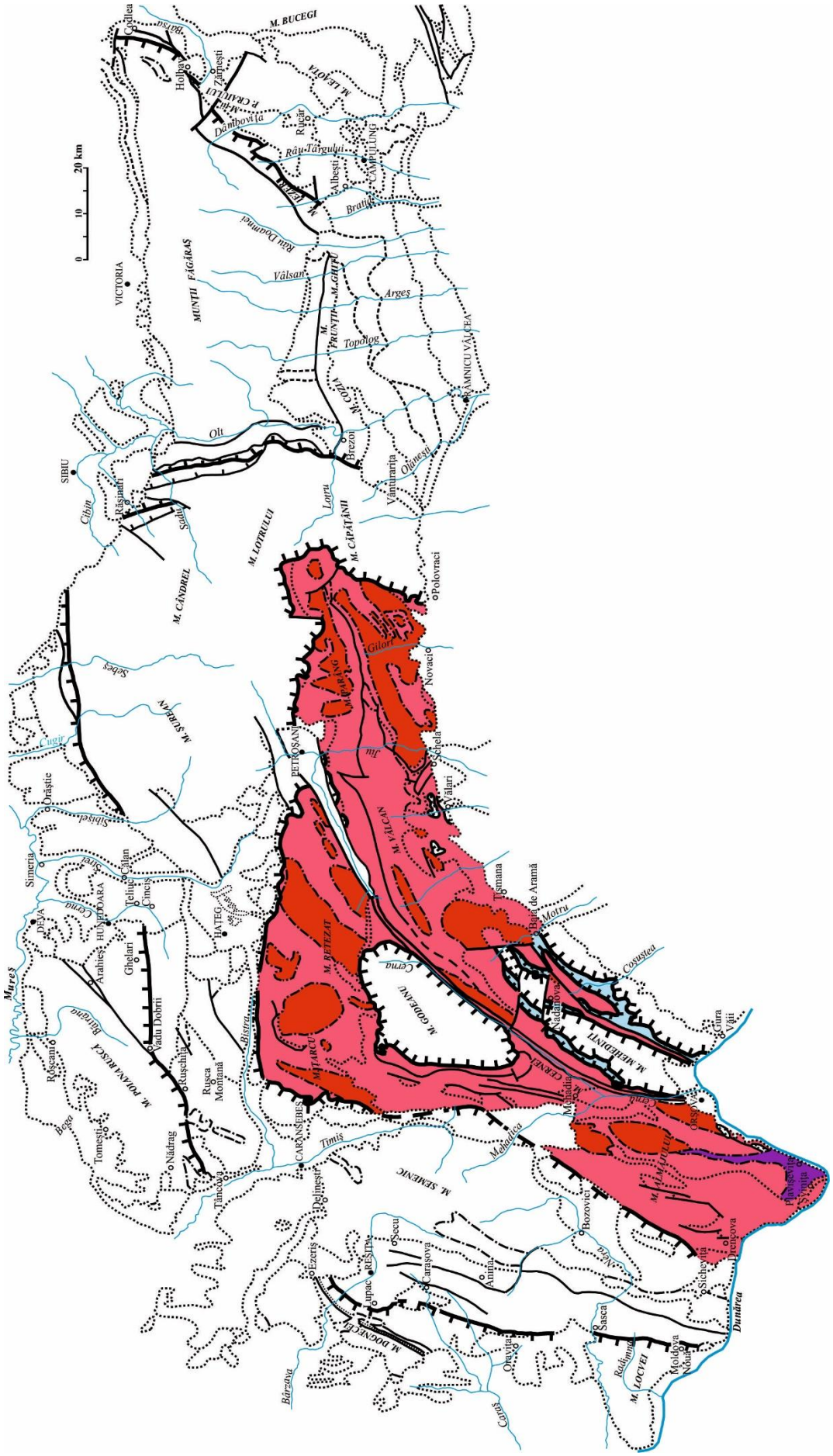


Fig. 9 – Aria de aflorare a Pânzei de Severin a Orogenului Carpaților Meridionali

3. DOMENIUL DE MOLASĂ

PÂNZA SUBCARPATICĂ (MOLASA GETICĂ = DEPRESIUNEA GETICĂ)

Evoluţia zonei de molasă la vest de Dâmboviţa comportă diferenţe de ordin geotectonic şi cronostratigrafic faţă de sectorul estic şi nordic al Carpaţilor Orientali.

La vest de Dâmboviţa, în sudul Carpaţilor Meridionali, moldavidele flişului oriental se efilează şi dispar. După şariajele dacidice (austrice şi laramice) domeniul subcarpatic devine încă din Paleogen domeniul de avanfosă, în care se acumulează depozitele de molasă.

În structura actuală acest domeniu se suprapune peste ceea ce este cunoscut drept Depresiunea getică. Se întinde din est, de la Valea Târgului, până la Dunăre. Spre sud vine în contact cu Platforma Valahă, de-a lungul faliei pericarpatice. Aceasta este acoperită de sedimentele sarmato-pliocene, însă a fost interceptată cu foraje (la Mitrofani, Spineni) sau detectată geofizic, pe aliniamentul: *Găieşti - nord Drăgăşani – Bibeşti - Strehaia - Turnu Severin* (Fig. 10).

Pe depozitele molasei getice, geomorfologic se suprapun Subcarpaţii getici şi parţial Podişul getic.

1. Stratigrafia

Afundarea părţii externe, sudice, a dacidelor marginale şi încărcătura realizată de şariajele cretacice pe marginea vorlandului, a determinat formarea avanfosei pe un fundament mixt: de origine carpatică în nord şi de origine moesică în sud.

Formaţiunile sedimentare ale Depresiunii getice s-au acumulat peste acest fundament, începând din Paleogen. Domeniul a funcţionat ca avanfosa sud-carpatică, până la sfârşitul Pliocenului. În acest interval s-au acumulat depozite molasice, în care ponderea o au depozitele rudito-arenitice (conglomeratice şi grezoase). La acestea se mai adaugă evaporite, calcare, cărbuni şi roci piroclastitice. Sedimentele s-au acumulat în faciesuri de tip litoral-neritic, grosiere şi calcaroase recifale, alături de cele de tip pelagic, arenito-pelitice. Sursa majoră de alimentare cu material terigen a constituit-o aria carpatică, însă într-o oarecare măsură bazinul a fost alimentat şi din părţile sudice, platformice.

Sedimentarea a fost întreruptă de mişcările stirice vechi, din Burdigalian şi de cele moldavice din Volhinian. În consecinţă coloana sedimentară a Depresiunii getice s-a format în trei cicluri de sedimentare: ***Paleogen - Burdigalian inferior; Burdigalian superior - Volhinian inferior; Basarabian – Pliocen*** (Fig.11).

1.1. Ciclul de sedimentare Paleogen - Burdigalian inferior

Sedimentarea începe în Eocen şi continuă pe parcursul Oligocenului şi Miocenului inferior.

Eocenul - este transgresiv peste depozite cretacice ale fundamentului, fie direct peste şisturile cristaline ale acestuia. Depozitele s-au acumulat într-un facies litoral-neritic, conglomeratic, spre ţărmul carpatic (conglomerate, gresii şi marne) şi un facies pelagic, grezo-marno-argilos, spre sud.

Oligocenul - se dezvoltă sub trei litofaciesuri: un *facies litoral (grezo-conglomeratic, cu intercalaţii de marne şi argile bituminoase)*, spre rama muntoasă; un *facies neritic (grezo-nisipos, cu intercalţii marno-argiloase, negre)*, într-o poziţie intermediară; şi un *facies pelagic (marno-argilos, cenuşiu-negricios)*, în regiunea sudică dintre Olt şi Olteţ.

Acvitanian - Burdigalian inferior - reprezintă un moment regresiv, care încheie sedimentarea primului ciclu. Debutează cu conglomerate, peste care urmează secvenţe grezo-marnoase, micacee, închise la culoare şi intercalaţii subţiri de anhidrite şi lame de sare.

După depunerea acestor sedimente se manifestă tectogeneza stirică, care exondează zona, ducând la întreruperea acumulării depozitelor de molasă.

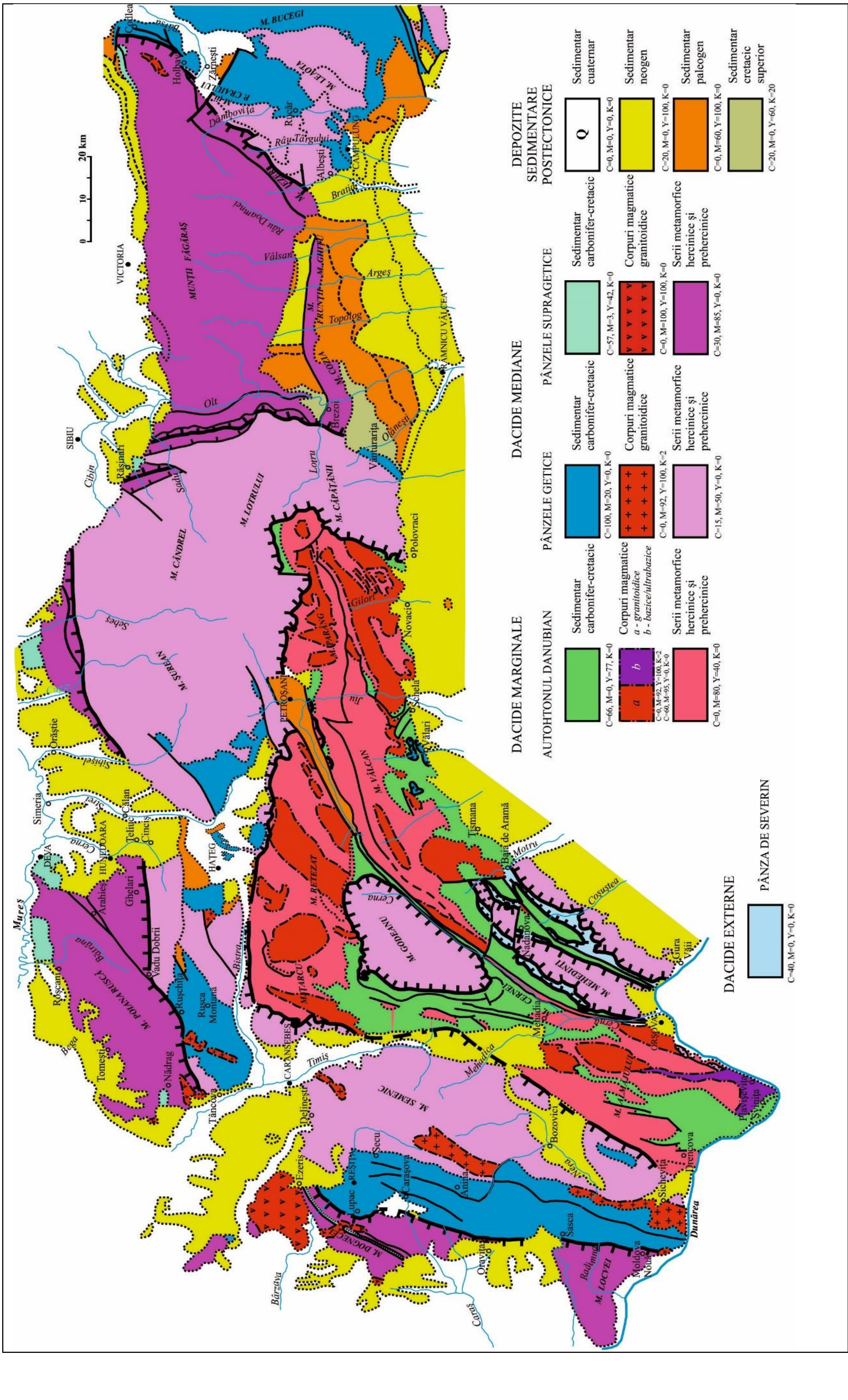


Fig. 10 – Aria de aflorare a depozitelor paleogen-neogene ale molasei getice și ale cuverturii postectonice

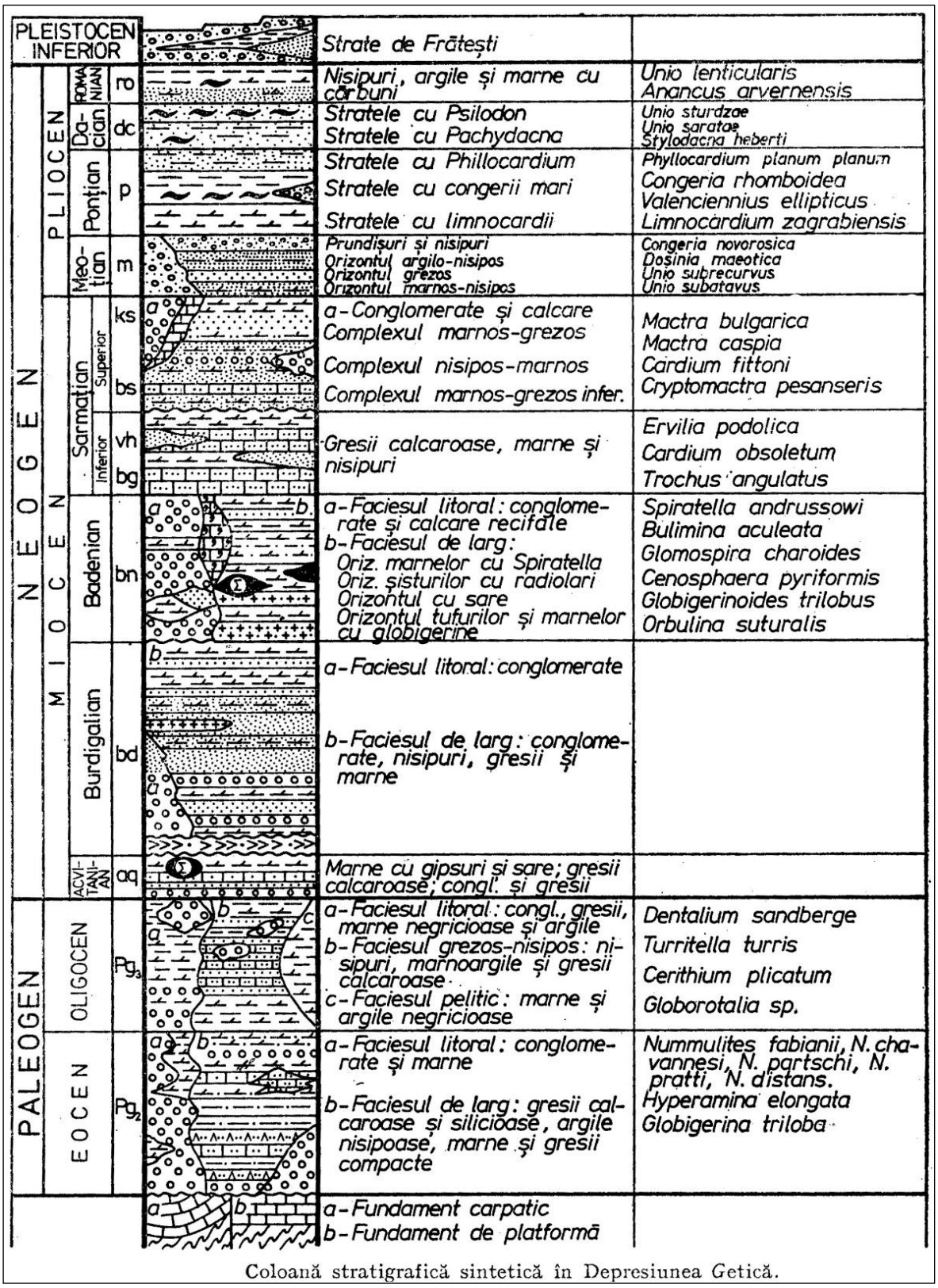


Fig. 11. Coloana stratigrafică în Pânza Subcarpatică getică (Mutihac, 1990)

1.2. Ciclul de sedimentare Burdigalian superior - Volhinian

Burdigalianul superior - se dezvoltă în două faciesuri: litoral-neritic şi pelagic. Este alcătuit pe rama nordică din depozite predominant conglomeratice, cu intercalaţii nisiposae şi marne negre, iar spre sud raportul se schimbă, materialul devenind predominant arenitic, cu o coloraţie uneori roşie a rocilor marno-argiloase.

Badenianul - este reprezentat pe marginea bazinului de un facies grosier (cu conglomerate, gresii şi marno-calcare) şi spre larg, de un facies cu o dezvoltare completă a coloanei litologice a Badenianului.

S-au separat patru formaţiuni litologice: *Formaţiunea marnelor cu globigerine; Formaţiunea saliferă; Formaţiunea şisturilor cu radiolari; Formaţiunea marnelor cu Spiratella.*

Buglovian - Volhinian inferior - este alcătuit dintr-o alternanţă de gresii calcaroase, în care se intercalează şi marne, cu care se încheie acest ciclul de sedimentare.

După depunerea acestor roci s-a manifestat tectogeneza moldavică, în care se produce şariajul depozitelor peste domeniul sudic de platformă.

1.3. Ciclul de sedimentare Basarabian - Pliocen

După mişcările moldavice, Depresiunea getică a avut o evoluţie comună cu Platforma Valahă, motiv pentru care trasarea limitei dintre depozitele de platformă şi avanfosă este arbitrară.

Basarabian-Chersonianul - este transgresiv, la vest de Horezu venind în contact direct cu fundamentul carpatic. Se dezvoltă în faciesuri grosiere şi faciesuri calcaroase recifale, pe rama cristalino-mezozoică şi grezo-marnoase, în partea sudică.

Meoţian - Ponţian – se dezvoltă în facies continental-lacustru, cu nisipuri, gresii, argile şi cărbuni.

Pliocenul – se dezvoltă într-un facies argilo-nisipos, cu intercalaţii de cărbuni. La partea superioară se dezvoltă Formaţiunea de Cândeşti, peste care urmează Formaţiunea de Frăteşti, de vârstă Pleistocen inferior.

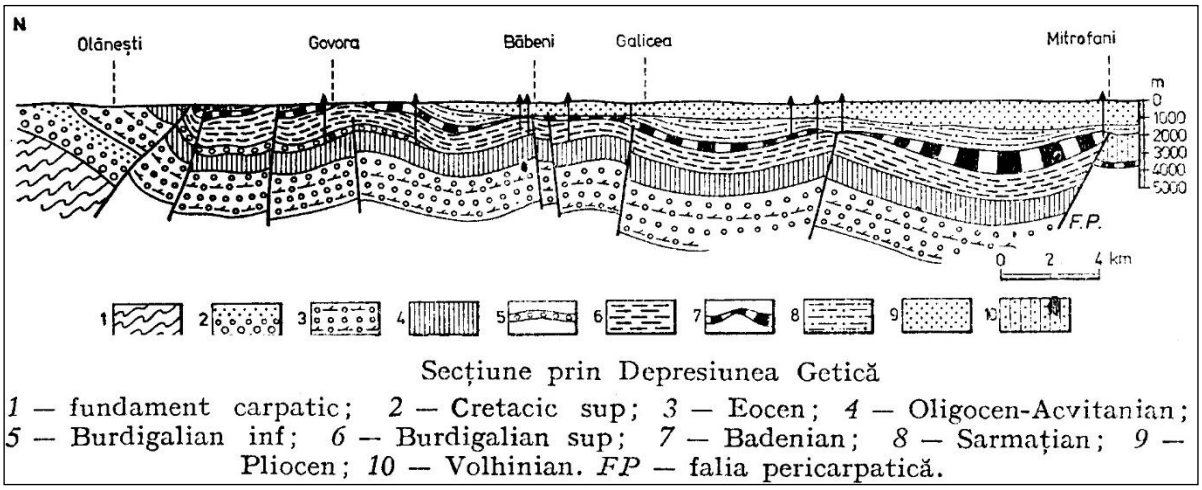


Fig. 12. Secţiune geologică prin Pânza subcarpatică (după Mutihac et al., 2003)

2. Tectonica

Aranjamentul structural al molasei getice s-a realizat în mişcările stirice veche şi nouă, însă efectele majore se datoresc tectogenezei moldavice (Fig. 12). Structura cutată poate fi observată la zi între Olt şi Olteţ, în structura anticlinală Govora - Slătioara. În ax se dezvoltă depozitele conglomeratice burdigaliene, structura având o extensiune pe direcţia est-vest, pe mai mulţi kilometri. La nord se conturează sinclinalul Horezu, cu depozite sarmaţiene în ax. Spre est, între Ocnele Mari şi sud Râmnicul Vâlcea s-a format o structură anticlinală, urmată la nord de sinclinalul Râmnicu Vâlcea, cu depozite sarmaţiene în ax. În partea de vest apare la zi axul anticlinalului Săcel-Gorj, cu conglomerate eocene.

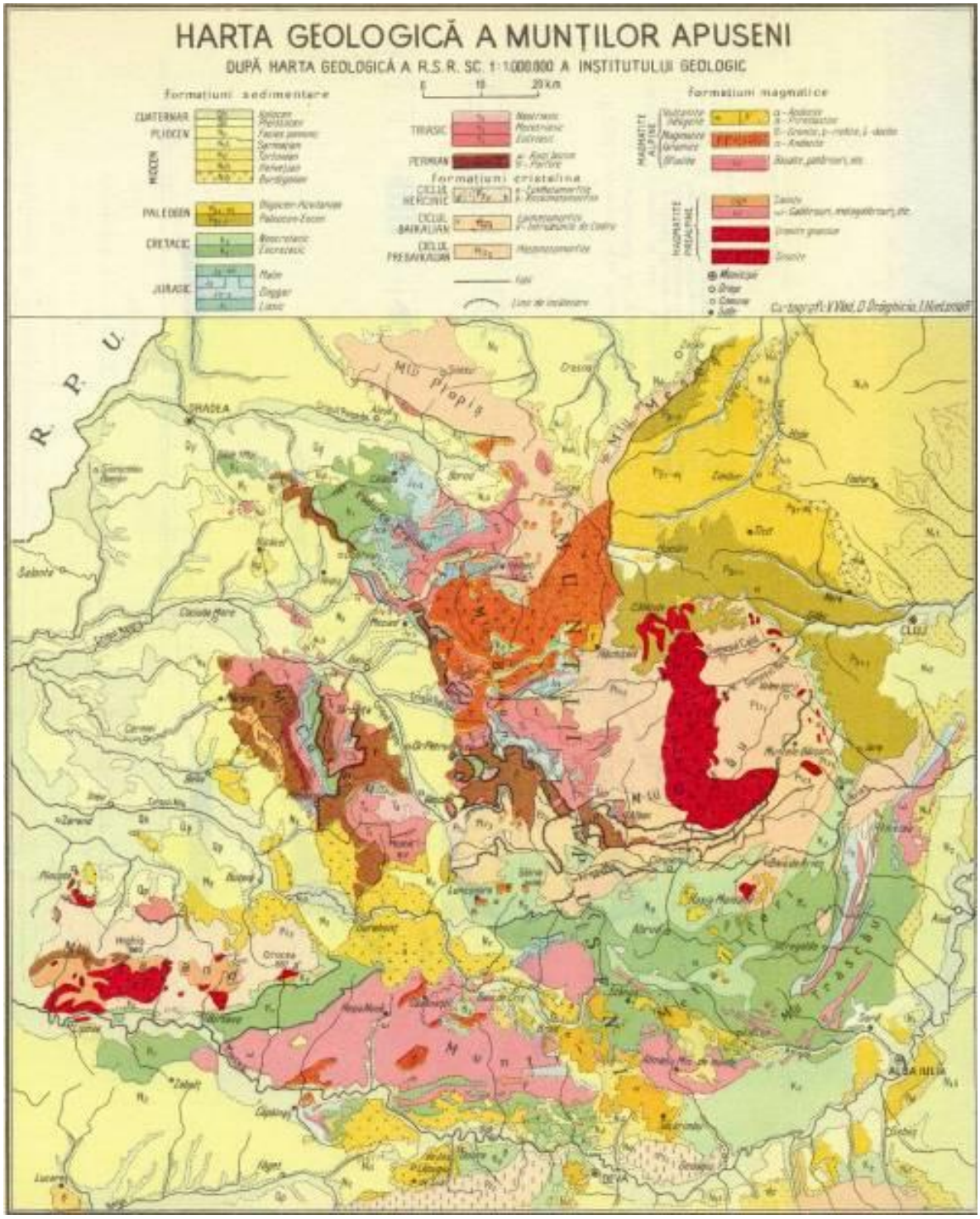
După mişcările moldave, mişcările valahe au avut efecte reduse, în principal în zona curburii carpatice. Mişcările neotectonice din Cuaternar au determinat realizarea morfostructurilor actuale.

IV. OROGENUL MUNŢILOR APUSENI

Notă: Material privitor la acest subcapitol a fost preluat din Mutihac et al. (2003) (Geologia României – manual). ***PENTRU FACILITAREA ÎNVĂŢĂRII FOLOSIŢI ŞI PREZENTĂRILE ÎN FORMAT PPT***.

(1) *APUSENII SIALICI (NORDICI)*, (2) *APUSENII SIMATICI (SUDICI)*,

(3) DEPRESIUNILE INTERNE



(din Mutihac și Ionesi, 1974)

MUNȚII APUSENI

Munții Apuseni au o poziție particulară, abătându-se de la direcția lanțului sinuos al Carpaților românești și închid triunghiul care circumscrie Depresiunea Transilvaniei.

Munții Apuseni, ca unitate geostructurală, se întind din valea Mureșului spre nord, dând câteva promontorii spre vest care înaintează în Câmpia de Vest. Spre est, limita descrie o curbă cu un intrând care conturează golful de la Huedin (planșa XXVI, v. planșa III).

Existența aurului în Munții Apuseni a atras atenția din cele mai vechi timpuri, iar cercetările geologice au început foarte de timpuriu. Imaginea geologică de ansamblu a Munților Apuseni se datorează lui Gh. Ghițulescu și M. Socolescu. Au urmat lucrările de sinteză ale lui M. Ilie și, după 1950, cercetările s-au amplificat, când și-au adus contribuția D. Giușcă, V. Papiu, G. Cioflica, H. Savu, R. Dimitrescu, S. Bordea, D. Iacob, M. Bleahu, M. Lupu, I. Mârza și mulți alții.

Munții Apuseni au rezultat din evoluția unei arii labile de tip rift și a marginii continentale învecinate, respectiv a blocului panonic. Ținând seamă de tectogeneza Munților Apuseni și de aranjamentul lor arhitectural, în cuprinsul acestora se disting ca unități structurale majore *Munții Apuseni de Nord* și *Munții Apuseni de Sud*.

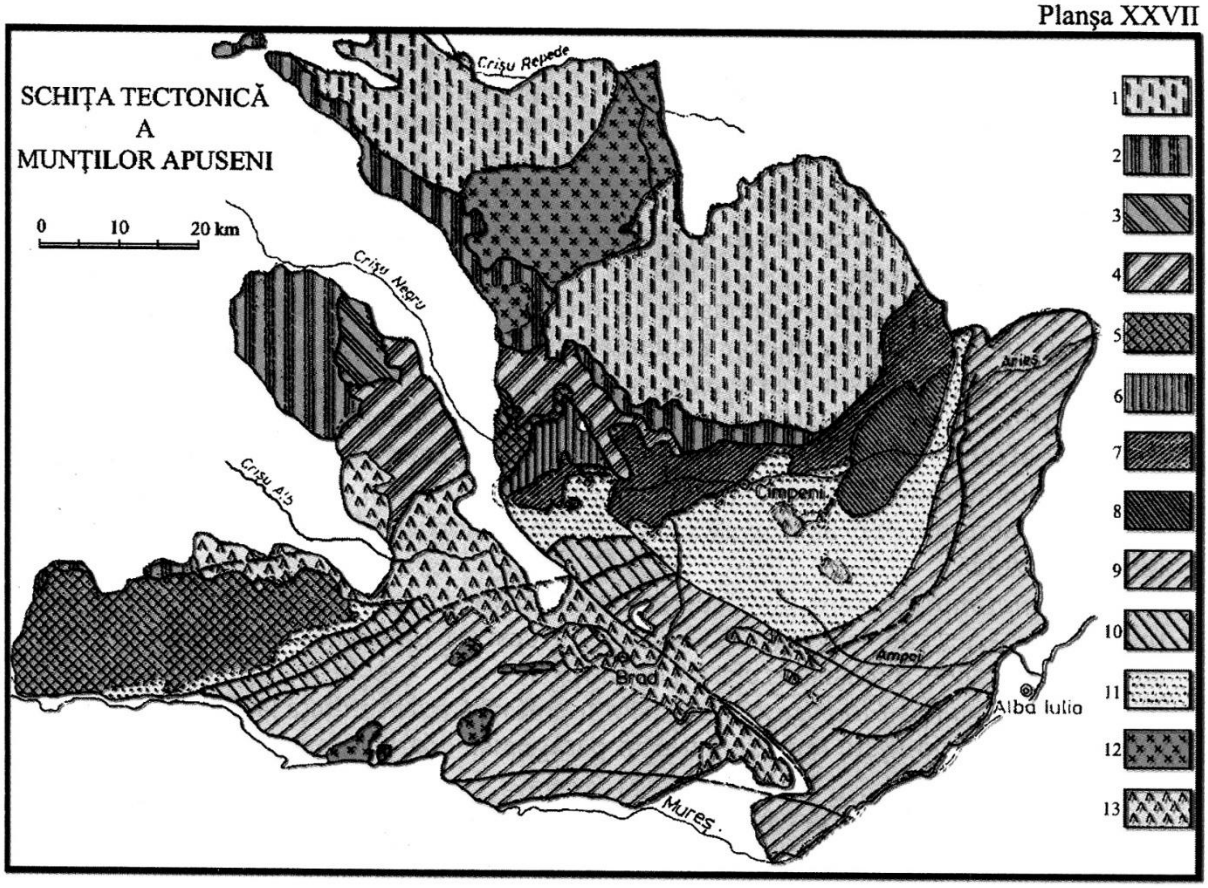
1. MUNȚII APUSENI DE NORD

Munții Apuseni de Nord, ca unitate structogenetică a Munților Apuseni, includ: munții Gilău, Bihor, Vlădeasa, Pădurea Craiului, Codru Moma și Zarand, iar spre nord Munții Plopiș și Munții Mezeș. În arhitectura actuală a Munților Apuseni de Nord se disting următoarele entități structurale: *Autohtonul de Bihor, Pânzele de Codru* și *Pânzele de Biharia*. La acestea se adaugă magmatitele laramice și învelișul sedimentar postparoxismal (planșa XXVII).

1.1. STRATIGRAFIE ȘI LITOFACIESURI

La alcătuirea Munților Apuseni de Nord participă *șisturi cristaline* și *magmatite asociate*, *învelișul sedimentar preparoxismal* al acestora, *magmatitele laramice* și un *sedimentar postparoxismal* (posttectonic).

Planşa XXVII



1 - Autohtonul de Bihor; 2 - Pânza de Codru-Gârda; 3 - Pânza de Tărcăiţa-Bătrânescu; 4 - Pânza de Moma-Arieşeni; 5 - Pânza de Highiş-Poiana; 6 - Pânza de Biharia; 7 - Pânza de Muncel; 8 - Pânza de Baia de Arieş; 9 - Pânza Drocea-Trascău; 10 - Structuri de solzi; 11 - Cretacic sup.; 12 - Magmatite laramice; 13 - Vulcanite neogene

Dintre constituienţii petrofaciali menţionaţi, şisturile cristaline cu magmatitele asociate care formează fundamentul Munţilor Apuseni de Nord, deşi fragmentate de tectonica alpină, reprezintă entităţi petrofaciale bine distincte. În consecinţă, şisturile cristaline vor fi tratate unitar. În ceea ce priveşte învelişul sedimentar, acesta prezintă anumite particularităţi, în primul rând stratigrafice, dovadă că aparţine la paleozone distincte. Diferenţierile litofaciale din cadrul fiecărei zone, care, de regulă, se iau drept argumente pentru a justifica existenţa diverselor pânze, sunt mai puţin semnificative. În această situaţie, tratarea învelişului sedimentar (preparoxismal) pe domenii de sedimentare este de preferat.

1.1.1. MASIVELE CRISTALINE PREALPINE

În formaţiunile cristalofiliene ale fundamentului Munţilor Apuseni de Nord se disting, ca şi în celelalte segmente carpatice, *şisturi cristaline prehercinice* şi *şisturi cristaline hercinice*.

a. Şisturile cristaline prehercinice şi magmatitele asociate

Şisturile cristaline prehercinice acoperă o suprafaţă întinsă în Munţii Apuseni de Nord şi prezintă largi variaţii petrofaciale. Dacă la acestea se adaugă fragmentarea

tectonică alpină, se înţelege că se întâmpină dificultăţi în corelarea diverselor petrofaciesuri din diferitele unităţi tectonice. În consecinţă, aceste petrofaciesuri au fost descrise ca entităţi distincte dându-li-se denumiri locale (fig. 66). Se identifică cele două grupe care diferă prin intensitatea metamorfismului care le-a generat.

Grupa şisturilor cristaline mezometamorfice. Acestea au o largă răspândire în Munţii Apuseni de Nord. În cuprinsul lor se disting două petrofaciesuri principale, alcătuind Cristalinul de Someş şi Cristalinul de Baia de Arieş, la care se mai adaugă Cristalinul de Mădrizeşti.

Cristalinul de Someş se consideră a fi termenul cel mai profund şi aflorează pe arii întinse în munţii Gilău, Bihor, Vlădeasa, Plopiş şi Mezeş (v. planşa XXVI). Acesta prezintă un metamorfism foarte avansat incluzând micaşisturi, paragnaise, calcare cristaline etc. (v. fig. 66). Cristalinul de Someş prezintă şi fenomene de retromorfism care au afectat mai ales partea superioară a mezometamorfitelor. Analizele radiometrice au indicat 381-483 M.a., însă acestea sunt valori ce indică remobilizările din ciclul hercinic. Se apreciază că vârsta metamorfismului este antecadomiană (eoproterozoică).

Cristalinul de Baia de Arieş formează ceea ce se cunoaşte sub numele de pintenul de Arieş care traversează râul Arieş. Acest cristalin este constituit din şisturi cuarţitice micacee, micaşisturi etc. (v. fig. 66).

Cristalinul de Mădrizeşti apare pe o suprafaţă foarte limitată la marginea estică a Munţilor Zarand. Este reprezentat prin paragnaise cuarţito-muscovitice la care se adaugă serpentinite.

Grupa şisturilor cristaline epimetamorfice. Urmează peste Cristalinul de Someş şi are o largă zonă de aflorare în sudul şi estul Munţilor Gilău. Apare şi în Munţii Biharia, în Munţii Codru etc. (v. planşa XXVI). Şisturile cristaline epimetamorfice prezintă largi variaţii petrofaciale care au fost descrise sub denumiri locale (v. fig. 66).

Cristalinul de Arada este reprezentat prin şisturi sericito-cloritoase, dolomite cristaline etc. şi aflorează în sud-vestul Munţilor Gilău şi în alte câteva puncte.

Cristalinul de Biharia are o largă extindere în Munţii Biharia şi este reprezentat prin diverse specii de şisturi cristaline şi printr-un nivel de calcare dolomitice cristaline, precum şi mici corpuri de ortoamfibolite (metagabbrouri). Şisturile cristaline de Biharia au furnizat o asociaţie palinologică cu *Protosphaeridium sp, Leiosphaeridium bituminosum* etc. ceea ce ar sugera apartenenţa materialului premetamorfic la Neoproterozoic şi deci vârsta cadomiană a metamorfismului care a generat Cristalinul de Biharia.

Cristalinul de Muncel are dezvoltarea tipică în Munţii Muncel din sudul Munţilor Biharia de unde se continuă spre est în lungul Arieşului şi în estul Munţilor Gilău (v. planşa XXVI). Include diverse varietăţi de şisturi epimetamorfice din care provine o microasociaţie palinologică indicativă pentru Eocambrian.

Magmatitele prehercinice. Activitatea magmatică din timpurile prehercinice a dus la punerea în loc a unor corpuri magmatice care însoţesc sau străbat formaţiunile cristalofiliene.

Masivul Muntele Mare situat în centrul Munţilor Gilău este cel mai mare corp magmatic din Munţii Apuseni. Este considerat a reprezenta un batolit care măsoară 35 km în lungime şi 10 km lăţime. Acesta este intrus în Cristalinul de Someş şi în Cristalinul de Arada pe care le metamorfozează la contact. Corpul Muntele Mare este

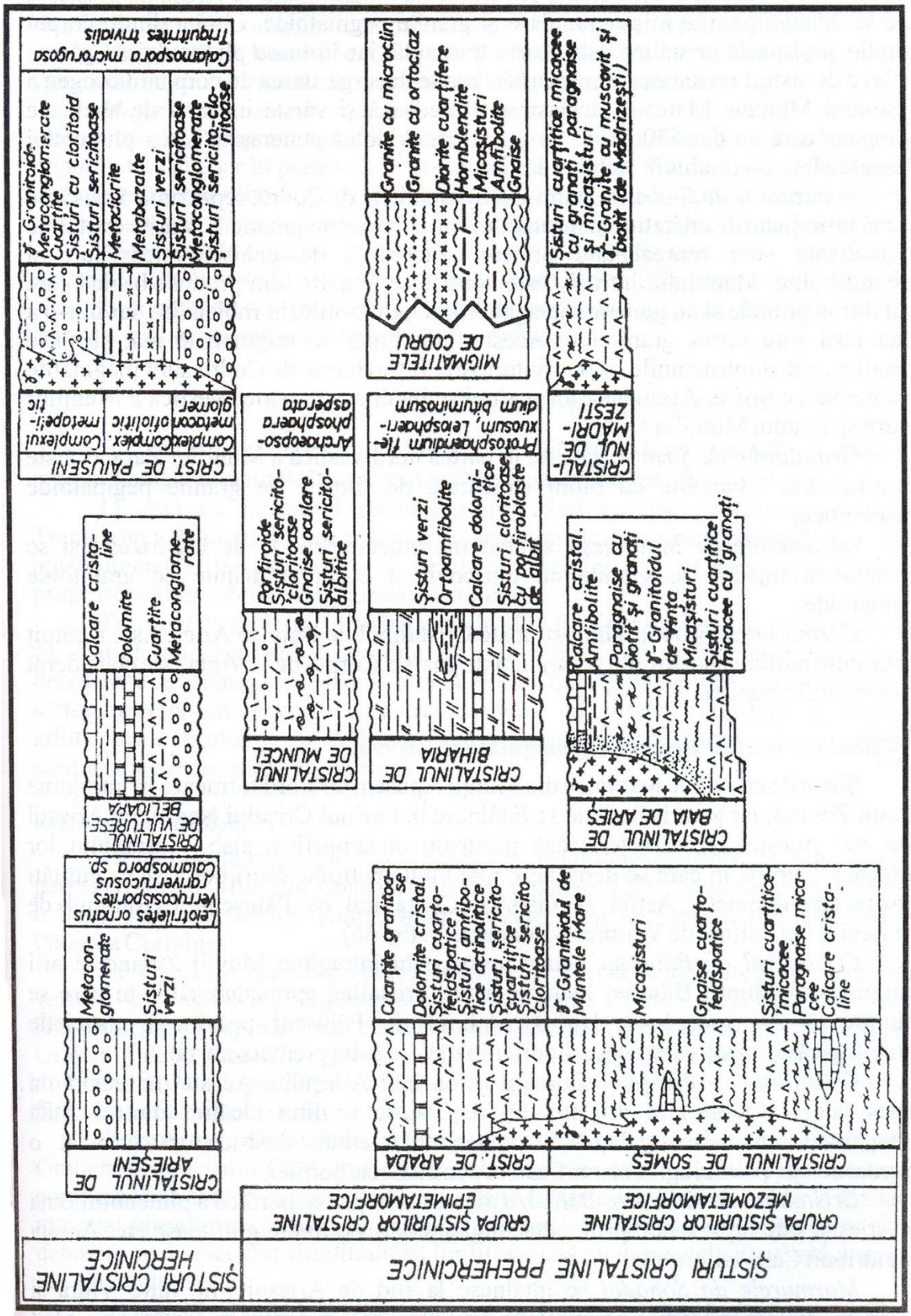


Fig. 66. Schema corelării șisturilor cristaline din Munții Apuseni de Nord

constituit, în mare parte, din granite porfiroide cu megacristale de feldspat potasic, la care se adaugă granite microgranulare şi granite pegmatoide. Limita dintre corpul granitic şi şisturile cristaline este foarte tranşantă, iar în masa plutonului se găsesc anclave de şisturi cristaline. Din această situaţie decurge starea de corp tardiorogen a masivului Muntele Mare. În acelaşi sens pledează şi vârsta indicată de analizele radiogene care au dat 530 M. a. Se poate conchide că punerea în loc a plutonului Muntele Mare s-a produs în ciclul cadomian.

Intruziunile de Codru, denumite şi migmatitele de Codru, reprezintă o asociere intimă între şisturile cristaline şi intruziunile cu caracter magmatic. Şisturile cristaline migmatizate sunt reprezentate printr-o alternanţă de gnaise, micaşisturi şi ortoamfibolite. Materialul intrusiv este constituit, în parte, din produse bazice care s-au intrus primele şi au generat metagabbrouri, amfibolite, hornblendite, iar într-o a doua fază s-au intrus granitoide. Acestea din urmă au migmatizat atât şisturile cristaline, cât şi intruziunile bazice anterioare. Intruziunile de Codru sunt magmatite sincinematice tipice. Asemenea formaţiuni se întâlnesc în partea vestică a Munţilor Codru şi în sudul Munţilor Gilău.

Granitoidul de Şiria se găseşte în partea nord-vestică a Munţilor Zarand. Este constituit din adamelite cu biotit străbătute de filoane de granite pegmatoide muscovitice.

Intruziunile de Mădrizeşti străbat mezometamorfitele de Mădrizeşti şi se prezintă ca injecţii de granite cu muscovit şi biotit străbătute de granitoide pegmatoide.

Corpul intrusiv de la Vinţa străbate Cristalinul de Baia de Arieş. Este alcătuit din granite biotitice porfiroide şi varietăţi de gnaise. Corpul de la Vinţa este considerat un corp tardicinematic.

b. Şisturile cristaline hercinice şi magmatitele asociate

Şisturile cristaline hercinice din Munţii Apuseni de Nord formează în întregime Munţii Zarand, iar pe arii limitate se întâlnesc în bazinul Crişului Negru, pe Arieşul Mic etc. Acestea se caracterizează printr-un metamorfism slab. Ansamblul lor formează o grupă în care se deosebesc mai multe petrofaciesuri descrise ca entităţi petrofaciale distincte. Astfel se distinge Cristalinul de Păiuşeni, Cristalinul de Arieşeni şi Cristalinul de Vulturese-Belioara. (v. fig. 66).

Cristalinul de Păiuşeni ocupă aproape în întregime Munţii Zarand şi arii restrânse din Munţii Biharia. Include şisturi cristaline epimetamorfice în care se delimitează trei complexe. Din Cristalinul de Păiuşeni provine o asociaţie palinologică ce atestă vârsta eocarboniferă a materialului premetamorfic.

Cristalinul de Arieşeni aflorează în bazinul Arieşului. Acesta reprezintă un facies lateral (pelitic) al cristalinului de Păiuşeni, fiind alcătuit dintr-o suită metapelitică cu o intercalaţie de metaconglomerate. Acestea au furnizat o microasociaţie palinologică semnificativă pentru Eocarbonifer.

Cristalinul de Vulturese-Belioara aflorează în partea nordică a pintenului Baia de Arieş şi este reprezentat prin metaconglomerate, dolomite grafitoase etc. Acesta este atribuit Carboniferului.

Marmurele de Sohodol se întâlnesc la sud de Arieşul Mic între Vidra şi Câmpeni. Vârsta paleozoică a acestora este dovedită de faptul că în ele s-au găsit entroce de crinoizi ceea ce le plasează în rândul hercinidelor.

În concluzie, formațiunile premetamorfice încadrate în cristalinul hercinic aparțin Eocarboniferului, iar metamorfozarea lor a avut loc în faza sudetă.

Magmatitele hercinice. Orogeneza hercinică a fost însoțită de un magmatism sincinematic acid, urmat de un magmatism tardicinematic alcalin.

Magmatitele sincinematice sunt reprezentate prin granitoide intruse în Cristalinul de Păiuşeni care formează, în partea centrală a Munților Zarand, un important masiv, iar în partea sud-vestică apar ca stokuri. Plutonul din partea centrală este alcătuit din diorite şi gabbrouri la care se asociază roci granitice, iar stokurile sunt alcătuite din granite cu orientare slabă. Determinările radiometrice indică 351-358 M.a.

Magmatitele tardicinematice alcaline formează plutonul de pe valea Bârzava din partea central-estică a Munților Zarand. Este alcătuit din sieno-diorite şi sienite alcaline la care se adaugă diorite cuarțifere şi granite alcaline. Intruziunile de la Bârzava au dat şi aureole de contact cu albit epidotic.

1.1.2. ÎNVELIŞUL SEDIMENTAR PREPAROXISMAL

În Permian, aria nord apuseană a constituit sediul unei acumulări de depozite predominant continentale în care materialul piroclastic avea o mare pondere.

O dată cu începutul ciclului alpin, când s-a individualizat Microplaca Transilvano-Pannonică, cea mai mare parte a acesteia a fost acoperită de o mare epicontinentală. În cuprinsul ei se delimitau arii care au avut o evoluție întrucâtva proprie constituind zone sau domenii distincte.

Din analiza structurii şi stării actuale ale Munților Apuseni de Nord se deduce că spațiul nord-apusean a aparținut la trei domenii de sedimentare, care pot fi desemnate ca: domeniul de Bihor, domeniul de Codru şi domeniul de Biharia. În urma tectogenezelor cretacice, aceste trei domenii au suferit deformări şi reaşezări arhitecturale profunde şi definitorii, însă caracteristicile litofaciale şi mai ales stratigrafice se recunosc cu uşurință.

a. Domeniul de Bihor

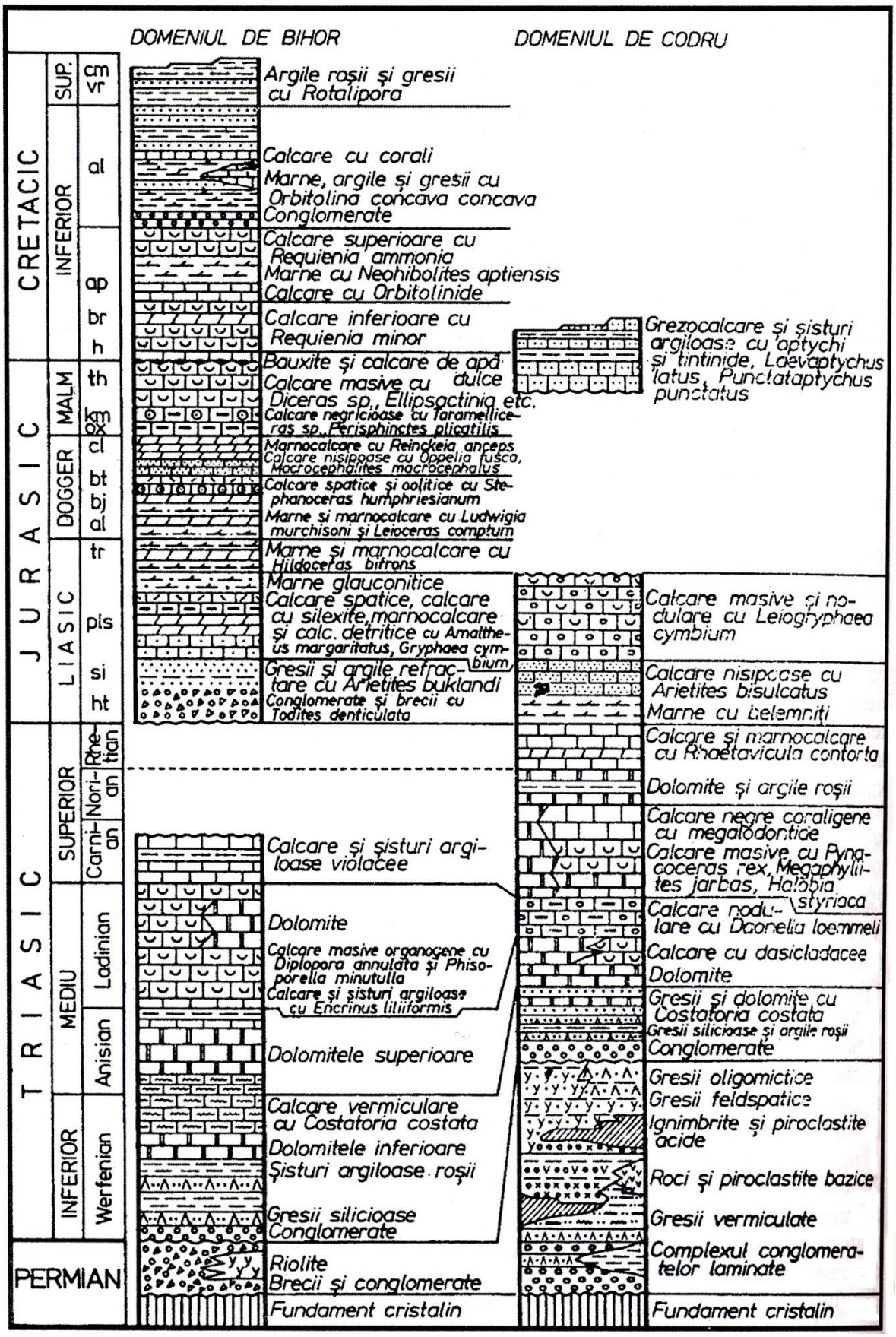
Domeniul de Bihor (în structura actuală Autohtonul de Bihor) se delimitează în partea nordică a Munților Apuseni de Nord (v. planşa XXVI) şi include Munții Gilău, o bună parte din Munții Bihor, Munții Vlădeasa şi aproape în întregime Munții Pădurea Craiului.

Învelişul sedimentar preparoxismal s-a conservat pe anumite zone cu întinderi variate. Cea mai largă răspândire o are în Munții Pădurea Craiului şi în Munții Bihorului, iar pe suprafețe mai restrânse se întâlneşte în Grabenul Someşului Cald şi în Grabenul de la Remeți (v. planşa XXVI). La alcătuirea învelişului sedimentar din domeniul de Bihor participă formațiuni începând cu Permianul până la Neocretacic, fără a fi vorba însă de o suită continuă (fig. 67).

Permianul. Depozitele permiene se întâlnesc pe suprafețe restrânse în Grabenul Someşului Cald, în Grabenul Remeți etc. Acestea sunt reprezentate prin conglomerate care se dispun transgresiv peste fundamentul cristalin. Lor li se adaugă material piroclastic (riolite ignimbritice şi tufuri). Vârsta eopermiană pentru aceste depozite se deduce din similitudinea lor litofacială cu depozitele de vârstă permiană din alte regiuni.

Triasicul. Depozitele triasice au poziție transgresivă şi se întâlnesc în Munții Pădurea Craiului şi în Munții Bihorului. Exceptând primele secvențe din baza suitei

GEOLOGIA ROMÂNIEI



triasice care sunt predominant psefito-psamitice, în rest se dezvoltă aproape exclusiv depozite carbonatice (v. fig. 67).

Triasicul inferior debutează prin conglomerate care trec pe verticală la gresii şi argile roşii urmate de dolomite şi calcare negre cu aspect vermiculat, fosilifere. Totul revine Werfenianului.

Triasicului mediu îi revine o parte din calcarele vermiculate şi dolomitele superioare, urmate de calcare în plăci, totul revenind Anisianului. Triasicul mediu se încheie prin calcare masive organogene care revin Ladinianului. Se estimează că secvențele de calcare şi şisturi argiloase care urmează peste calcarele organogene ar aparține Carnianului, însă cea mai mare parte a Neotriasicului corespunde unei lacune stratigrafice.

Jurasicul. În domeniul de Bihor, Jurasicul are o dezvoltare completă. După o primă secvență psefito-psamitică, se dezvoltă preponderent roci carbonatice (calcare spatice, calcare nodulare, marnocalcare), bogat fosilifere, astfel încât au fost identificate toate etajele sistemului (v. fig. 67). Depozitele jurasice aflorează pe suprafețe întinse în partea centrală a Munților Pădurea Craiului şi în Munții Bihor, iar pe arii restrânse se întâlnesc în cele două grabene. La sfârşitul Jurasicului se înscrie o lacună de sedimentare.

Cretacicul. Lacuna de sedimentare de la sfârşitul Jurasicului s-a prelungit şi la începutul Cretacicului, iar pe suprafața carstificată s-a format bauxita.

Cretacicul inferior debutează printr-un episod de depozite de apă dulce reprezentat prin calcare negre cu fructificații de characee. În continuitate de sedimentare urmează calcare masive, organogene cu pachiodonte, în alternanță cu marne cu orbitoline reprezentând Barremian-Apțianul în facies urgonian. Cretacicul inferior se încheie prin depozite preponderent detritice, fosilifere, revenind Albianului. Depozitele eocretacice ocupă suprafețe întinse în Munții Pădurea Craiului.

Cretacicul superior include depozitele cu care se încheie sedimentarul preparoxismal şi care sunt reprezentate printr-o formațiune grezoasă-argiloasă, adesea roşiatică, fosiliferă, revenind Vraconian-Cenomanianului, poate chiar şi Turonianului (v. fig. 67). Aceasta ocupă o suprafață foarte limitată pe marginea sudică a Munților Pădurea Craiului. A urmat diastrofismul neocretacic.

b. Domeniul de Codru

Domeniul de Codru se întinde la sud de domeniul de Bihor, iar în structura actuală este reprezentat prin Sistemul Pânzelor de Codru incluzând Pânzele de Codru-Gârda, de Tărcăița-Bătrânescu şi de Moma-Arieşeni. În structura actuală, domeniul de Codru se regăseşte între urma şariajului Pânzei de Codru şi urma şariajului Pânzei de Highiş-Poiana (v. planşele XXVI şi XXVII).

Învelişul sedimentar în domeniul de Codru acoperă suprafețe întinse în Munții Codru-Moma, în Munții Bihor şi pe marginea sudică a Munților Pădurea Craiului. Acesta include depozite aparținând Permianului, Triasicului, Jurasicului şi Cretacicului (v. fig. 67).

Permianul. În domeniul de Codru, depozitele permiene s-au conservat pe suprafețe mult mai întinse decât în domeniul de Bihor şi prezintă o dezvoltare litofacială mult mai variată, putând atinge grosimea de 2 000 m. Include, în general, depozite terigene asociate cu produsele unui vulcanism bimodal. Sub aspectul său litofacial general, Permianul este acelaşi în tot domeniul de Codru şi acoperă suprafețe importante, fiind prezent în toate cele trei pânze. Se întâlneşte în Munții Codru, în Munții Moma, în Munții Bihor şi în bazinul Arieşului (v. planşa XXVI).

În ansamblul formațiunilor permiene din domeniul de Codru se disting două entități litofaciale, şi anume: complexul inferior sau formațiunea conglomeratelor laminate şi complexul superior sau formațiunea vulcanogen-sedimentară (v. fig. 67).

Complexul conglomeratelor laminate este format exclusiv din elemente de şisturi cristaline care se prezintă aplatizate şi orientate, fiind prinse într-un ciment sericitos-muscovitic. Adesea trec lateral la gresii cuarțoase cu intercalații de filite. În general, sunt slab metamorfozate.

Complexul vulcanogen-sedimentar urmează peste conglomeratele laminate şi se caracterizează prin asocierea în proporții foarte variate a unui material de origine piroclastică cu material terigen.

Materialul vulcanogen a fost furnizat de o activitate vulcanică ce a cunoscut două faze acide separate de o fază bazică. În faza acidă s-au pus în loc două pânze ignimbritice riolitice şi material piroclastic (tufuri şi aglomerate riolitice). În faza bazică s-au pus în loc curgeri de bazalte şi piroclastite (tufuri).

Depozitele terigene sunt, de asemenea, foarte variate fiind reprezentate prin conglomerate, gresii şi argile. Se disting gresii vermiculate (urme ale unor organisme psamofage de regim lacustru), gresii feldspatice, gresii cuarțitice, calcare lacustre etc. Vârsta permiană a depozitelor descrise rezultă atât din relațiile cu formațiunile sub- şi supraiacente, cât şi din caracterele litofaciale.

Triasicul. Spre deosebire de domeniul de Bihor, în domeniul de Codru s-a depus suita completă a Triasicului, aceasta suportând în continuitate de sedimentare depozite jurasice (v. fig. 67). Triasicul are o răspândire regională, întâlnindu-se în toate cele trei pânze. Ocupă suprafețe importante în Munții Codru-Moma unde, pe Valea Şase, se poate urmări suita completă. În general, în Triasic, în domeniul de Codru au existat condiții de formare a depozitelor carbonatice, dar în diferite zone au existat condiții proprii de acumulare, ceea ce a dus la anumite diferențieri litofaciale de la o zonă la alta, însă nu se remarcă variații semnificative de facies.

Triasicul inferior debutează prin conglomerate cu poziție transgresivă, urmate de gresii silicioase şi argilite cu intercalații de dolomite. Totul revine Werfenianului.

Triasicul mediu include numai depozite carbonatice (dolomite, calcare masive organogene). Depozitele sunt foarte fosilifere, indicând apartenența lor la Anisian şi Ladinian.

Triasicul superior este, de asemenea, carbonatic având o mare pondere calcarele recifale care au o largă dezvoltare în Platoul Vaşcău. Spre partea superioară a suitei neotriasice se dezvoltă o alternanță de dolomite şi argile roşii, urmate de calcare şi marnocalcare cu *Raetavucula contorta* revenind Rhețianului.

Jurasicul. Spre deosebire de domeniul de Bihor, domeniul de Codru, în cea mai mare parte din Perioada jurasică, a fost exondat. Aici nu se întâlneşte decât o parte din Jurasicul inferior şi partea terminală a Jurasicului superior (v. fig. 67).

Jurasicul inferior are o largă dezvoltare în Munții Codru între văile Finiş şi Moneasa. Este reprezentat prin depozite variate bogate în fosile care atestă prezența Hettangian-Sinemurianului şi se încheie cu calcare encrinitice, nodulare (Marmura de Moneasa), de asemenea fosilifere, revenind Pliensbachianului (v. fig. 67). Urmează o îndelungată lacună de sedimentare până spre sfârşitul perioadei.

Tithonic-Neocomianului îi revin ultimele depozite ale învelişului preparoxismal din domeniul de Codru, reprezentate de acumulări detritice în grosime

de 700-800 m. Acestea s-au conservat doar în Pânza de Codru şi conţin o faună de aptychi pe baza căreia au fost atribuite Tithonic-Neocomianului. În domeniul de Codru a urmat o îndelungată fază de exondare însoţită de eroziune.

c. Domeniul de Biharia

Domeniul de Biharia se întinde la sud de linia care marchează contactul tectonic dintre Sistemul Pânzelor de Codru şi Sistemul Pânzelor de Biharia şi include pânzele de: Highiş-Poiana, Biharia, Muncel şi Baia de Arieş (v. planşele XXVI şi XXVII). Spre sud, domeniul de Biharia ia contact cu Munţii Apuseni de Sud în lungul zonei ce corespunde culoarului Bârzava-Mâdrizeşti şi mai departe culoarul Sălciua-Ocoliş.

Învelişul sedimentar din domeniul de Biharia se reduce la depozitele prealpine atribuite Permianului. Acestea s-au conservat pe o suprafaţă foarte limitată în Munţii Zarand aparţinând Pânzei de Highiş-Poiana. Sunt reprezentate prin acumulări psamito-pelitice (argilite bariolate şi gresii violacee negricioase) micacee. Vârsta permiană a acestora nu este argumentată paleontologic. Lipsa totală din domeniul de Biharia a depozitelor din ciclul alpin sugerează fie că în timpul ciclului alpin domeniul de Biharia a evoluat ca uscat, fie că depozitele alpine au fost complet erodate într-o fază de exondare anterioară paroxismului principal (neocretacic), ceea ce este mai puţin probabil.

1.1.3. MAGMATITELE LARAMICE

Spre sfârşitul Cretacicului şi începutul Paleogenului, în Munţii Apuseni de Nord s-a desfăşurat o intensă activitate magmatică legată de diastrofismul neocretacic. Activitatea magmatică a cunoscut trei faze, distingându-se:

- un vulcanism laramic timpuriu cu caracter exploziv-efuziv, când au fost puse în loc curgeri de lave şi material piroclastic andezitic şi riolitic;
- un magmatism laramic intermediar, care a generat corpuri hipabisice constituite din diorite, tonalite şi granodiorite;
- un magmatism laramic final, când s-au format dyke-uri şi filoane de aplite, microgranite, bazalte etc.

Cea mai impozantă masă de magmatite laramice din Munţii Apuseni de Nord o constituie Complexul vulcano-plutonic Vlădeasa (v. planşele XXVI şi XXVII). Acesta ocupă o structură de graben. De aici caracterul de tafrolit al Masivului Vlădeasa care acoperă o suprafaţă de 500 km^2. Masivul Vlădeasa este alcătuit, în principal, din diferite varietăţi de andezite, dacite şi riolite (v. planşa XXVI). Acestea din urmă constituie elementul caracteristic, prezentându-se ca o masă foarte heterogenă în care predomină o formaţiune ignimbritică.

Corpurile intrusive sunt reprezentate prin lacolite sau apofize ale unor corpuri plutonice. Acestea sunt constituite din granite, granodiorite, cuarţdiorite etc. În afară de corpurile legate de masivul Vlădeasa, mai sunt de menţionat lacolitul Budureasa şi corpul Pietroasa de la sud de Vlădeasa.

Activitatea magmatică finală a generat dyke-uri şi filoane frecvente în Munţii Bihor, fiind constituite din bazalte, microdiorite etc. În general, corpurile hipabisice au dat zone de contact termic.

În evoluţia Munţilor Apuseni de Nord, magmatismul laramic reprezintă magmatismul subsecvent, iar în cadrul geostructural mai larg, constituie vulcanismul

subsecvent timpuriu. Din chimismul evident calco-alcalin al magmatitelor laramice reiese caracterul lor de magmatite de subducție.

1.1.4. ÎNVELIŞUL SEDIMENTAR POSTPAROXISMAL

După desăvârşirea aranjamentului tectonic major al Munților Apuseni de Nord în Senonianul timpuriu, depozitele sedimentare care s-au acumulat au caractere de înveliş posttectonic. Acestea s-au conservat pe suprafețe limitate, adesea constituind mici bazine. Cel mai important dintre acestea este Depresiunea Roşia. Acesta se găseşte în partea sudică a Munților Pădurea Craiului şi acoperă contactul dintre Pânza de Codru şi Autohtonul de Bihor (v. planşa XXVII). Sedimentarul Depresiunii Roşia este alcătuit din depozite variate, de la pelitice la grosiere, la care se adaugă şi calcare recifale. Spre partea superioară a stivei, materialul piroclastic este foarte abundent. Depozitele sunt foarte fosilifere şi aparțin ca vârstă Santonian-Maastrichtianului. Aceasta dovedeşte că tectonica majoră a Munților Apuseni de Nord este anterioară Santonianului şi posterioară Turonianului.

Învelişul sedimentar posttectonic s-a mai conservat pe suprafețe relativ extinse în Munții Vlădeasa, unde materialul piroclastic este foarte abundent, sedimentarul devenind o formațiune vulcanogen-sedimentară. De asemenea s-a conservat în cele doua semigrabene (Remeți şi Someşul Cald) şi pe marginea sudică a Munților Plopiş. În general, Cretacicul superior care constituie învelişul sedimentar posttectonic este dezvoltat în facies de Gosau cu hipuriți, aceştia fiind foarte numeroşi în Depresiunea Roşia şi în Dealul Melcilor de la Vidra.

1.2. EVOLUȚIE ŞI TECTOGENEZĂ

O dată cu începutul ciclului alpin, când s-a individualizat Microplaca Transilvano-Pannnonică, cea mai mare parte a acesteia a fost acoperită de o mare epicontinentală. În cuprinsul ei s-au individualizat zone cu condiții de sedimentare întrucâtva deosebite care au dus la conturarea domeniilor despre care s-a amintit (Bihor, Codru şi Biharia).

Spre sfârşitul Jurasicului mediu şi începutul Neojurasicului, prin divizarea Microplăcii Transilvano-Pannonice ca urmare a apariției riftului vest-carpatic (sud-apusean), s-a produs şi o fragmentare a marginii celor două blocuri şi, în primul rând, a blocului panonic. Prin procesele de scurtare a scoarței care au urmat etapei de extensie, diversele compartimente ale marginii continentale (mai instabile) au suferit deplasări încălecându-se unele peste altele. Acestea, la rândul lor, au încălecat peste marginea blocului panonic rămasă mai rigidă (neafectată sensibil de procesele de deformare). În felul acesta s-a ajuns la un aranjament arhitectural în pânze de şariaj, în care se deosebeşte un Autohton de Bihor şi două unități cu rol de pânze, la rândul lor deformate, constituind Sistemul Pânzelor de Codru şi Sistemul Pânzelor de Biharia (v. planşele XXVI şi XXVII).

Autohtonul de Bihor

Autohtonul de Bihor se delimitează în partea nordică a Munților Apuseni şi prezintă un aranjament tectonic ruptural ca urmare, în primul rând, a rigidității învelişului sedimentar preponderent calcaros. Sedimentarul prezintă înclinări slabe şi este

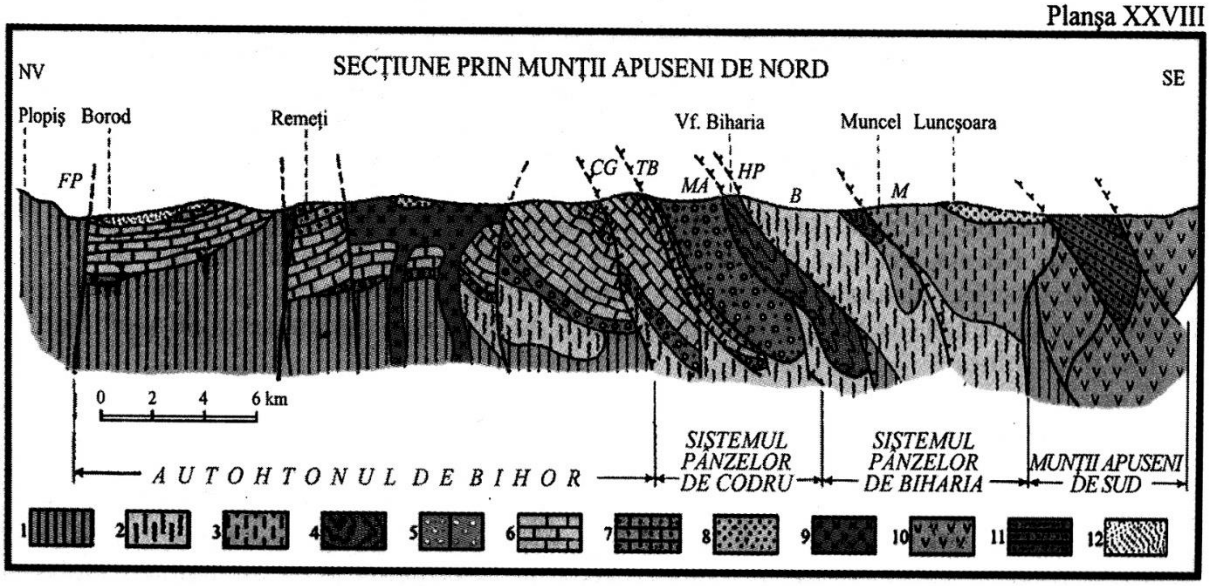
Fracturat, astfel încât apare fragmentat în blocuri adesea deplasate diferenţiat pe verticală, generând structuri de horst şi de graben. Astfel, în partea centrală a Autohtonului de Bihor se recunoaşte un mare graben, Vlădeasa, umplut cu produsele magmatismului laramic. Pe laturile acestuia se desenează două grabene mai mici, mai bine zis două semigrabene, deoarece acestea reprezintă de fapt marginile grabenului major Vlădeasa. Unul dintre acestea este cel de la Remeţi, iar cel de-al doilea este acela de pe Someşul Cald. În afară de grabenele menţionate, Autohtonul de Bihor este traversat de numeroase falii care îi imprimă o fragmentare specifică (v. planşele XXVI şi XXVII).

Sistemul Pânzelor de Codru

Sistemul Pânzelor de Codru se delimitează între urma şariajului de Codru (care se urmăreşte din partea sud-vestică a Munţilor Pădurea Craiului, până în sudul Munţilor Gilău) şi urma şariajului Sistemului Pânzelor de Biharia. Sistemul Pânzelor de Codru este alcătuit, în cea mai mare parte, din formaţiuni sedimentare, iar în baza acestora a fost antrenat şi fundamentul cristalin, astfel încât acest sistem include pânze de soclu.

Structura în pânze a domeniului de Codru este clară şi se poate urmări ca atare în Munţii Codru-Moma. Aici se disting: Pânza de Codru (inferioară), Pânza de Tărcăiţa (mijlocie) şi Pânza de Moma (superioară) (v. planşele XXVII şi XXVIII). Urmărirea extinderii celor trei pânze din Munţii Codru-Moma mai departe în Munţii Apuseni de Nord este anevoioasă datorită faptului că părţi întinse ale acestora din urmă s-au afundat, dând depresiunile celor trei Crişuri ocupate de depozite mio-pliocene. Aceste depresiuni au fragmentat Munţii Apuseni de Nord în mai multe compartimente: Zarand (Highiş), Codru-Moma, Pădurea Craiului, Bihor şi Gilău. În această situaţie, continuitatea directă a celor trei pânze în compartimentele menţionate este ascunsă obsevaţiilor directe, astfel încât recunoaşterea lor cu rigurozitate este greu de realizat şi rămâne relativă. Datorită

Planşa XXVIII



1 - Meyometamorfite; 2 - Epimetamorfite de Biharia; 3 - Epimetamorfite de Muncel; 4 - Cristalinul de Păiuşeni; 5 - Permian (a - de Codru; b - de Bihor); 6 - Triasic; 7 - Jurasic; 8 - Cretacic sup. (înveliş postpânză); 9 - Magmatite laramice;
Munţii Apuseni de Sud: *10 - Ofiolite; 11 - Cretacic inf.; 12 - Sarmato-Pliocen; CG - Pânza de Codru-Gârda; TB - Pânza de Tărcăiţa-Bătrânescu; MA - Pânza de Moma-Arieşeni; HP - Pânza de Highiş-Poiana; B - Pânza de Biharia; N - Pânza de Muncel; FP - Falia Plopiş*

acestui fapt s-a ajuns la interpretări care susțin existența unui număr mult mai mare de pânze (de Vetre, de Următ, de Vălani etc.). Însă cele mai multe dintre acestea sunt fragmente ale uneia sau alteia dintre cele trei pânze majore cunoscute în Munții Codru-Moma. Astfel privită situația, în urma corelărilor făcute în toate compartimentele Munților Apuseni de Nord, se poate spune că Sistemul Pânzelor de Codru include: Pânza de Codru-Gârda, Pânza de Tărcăița-Bătrânescu și Pânza de Moma-Arieșeni.

Pânza de Codru-Gârda. Pânza de Codru-Gârda se delimitează clar în Munții Codru, astfel încât denumirea ca atare introdusă de Th. Kräutner are prioritate și trebuie păstrată. Formațiuni proprii acesteia au fost recunoscute în Munții Bihorului la Gârda, astfel încât prima pânză a sistemului devine Pânza de Codru-Gârda. Aceasta se urmărește cu un contur foarte sinuos al urmei șariajului, din sudul Munților Pădurea Craiului până în sudul Munților Gilău (v. planșele XXVI, XXVII și XXVIII). Este alcătuită din șisturi cristaline (intruziunile de Codru), depozite permiene, suita completă a Triasicului, Liasicul în faciesul calcarelor de Moneasa și Tithonic-Neocomianul în facies flișoid. Pânza de Codru-Gârda, la rândul ei, a suferit deformări, mai ales cu caracter ruptural, adesea de amploarea unor cute-solzi. Cele mai noi depozite prinse sub planul de șariaj aparțin Turonianului și se găsesc pe marginea sudică a Munților Pădurea Craiului. Această situație atestă vârsta neocretacică a punerii în loc a Pânzei de Codru-Gârda.

Pânza de Tărcăița-Bătrânescu. Aceasta a fost identificată de P. Rozloznik în bazinul râului Tărcăița din Munții Codru, care o traversează complet și a fost denumită ca atare, denumire de preferat aceleia de Pânza de Dieva. Formațiunile Pânzei de Tărcăița au fost regăsite în masivul Bătrânescu din Munții Bihorului, astfel încât aceasta a devenit Pânza de Tărcăița-Bătrânescu. La alcătuirea ei participă Permianul sub variatele lui aspecte litofaciale și suita completă a Triasicului. Pânza de Tărcăița-Bătrânescu nu prezintă complicații tectonice.

Pânza de Moma-Arieșeni. A fost sesizată pentru prima dată tot de Rozloznik în Munții Moma, unde se întâlnește suita stratigrafică în întregime a acesteia, incluzând depozite permiene, suita completă a Triasicului și depozite liasice detritice. Nota caracteristică o constituie dezvoltarea unor calcare recifale (în Platoul Vașcău). Pânza de Moma-Arieșeni se regăsește în Munții Bihor, în zona Arieșeni, unde este alcătuită în cea mai mare parte din depozite permiene și mai puțin din depozite eo- și mezotriasice. Pânza de Moma-Arieșeni se dispune peste Pânza de Codru-Gârda și peste Pânza de Tărcăița-Bătrânescu pe care adesea le acoperă complet. La rândul ei, Pânza de Moma-Arieșeni este afectată de mai multe fracturi evidente mai ales în Platoul Vașcău. În unele interpretări, acestea au fost considerate că ar reprezenta structuri de pânză (de Vașcău, de Coleşti etc.). Acestea însă sunt mai curând accidente tectonice minore.

Sistemul Pânzelor de Biharia

Sistemul Pânzelor de Biharia circumscrie Munții Zarand, partea de sud a Munților Bihor, porțiuni limitate din Munții Gilău, precum și zona Baia de Arieș. În comparație cu Sistemul Pânzelor de Codru, Pânzele de Biharia sunt pânze tipice de soclu, fiind constituite numai din șisturi cristaline (sedimentarul permian nu are nici o semnificație).

Sistemul Pânzelor de Biharia include patru pânze (v. planșele XXVI, XXVII și XXVIII): Pânza de Highiş-Poiana; Pânza de Biharia; Pânza de Muncel; Pânza de Baia de Arieş. Primele trei se conturează clar în Munții Biharia, iar cea de a patra în regiunea Baia de Arieş.

Pânza de Highiş-Poiana. Este pânza cea mai de jos a sistemului Pânzelor de Biharia şi include şisturile cristaline de Mădrizeşti cu granitoidele asociate şi şisturile cristaline hercinice de Păiuşeni din Munții Highiş. Mai departe, spre nord-est, pânza reapare în bazinul Crişului Negru, îngustându-se treptat până în vârful Biharia, unde dispare sub Pânza de Biharia. Tot Pânzei de Highiş-Poiana aparțin şisturile cristaline de Arieşeni care apar pe mai multe aliniamente la est de localitatea cu acelaşi nume.

În vestul Munților Zarand, în Pânza de Highiş-Poiana se observă cum Cristalinul de Păiuşeni încalecă peste depozitele permiene, singurul sedimentar din Sistemul Pânzelor de Biharia.

Pânza de Biharia. Se conturează clar în vârful Biharia, unde se surprind şi relațiile de superpoziție tectonică față de Pânza de Highiş-Poiana. La alcătuirea Pânzei de Biharia participă şisturi cristaline epimetamorfice (Cristalinul de Biharia) şi şisturile cristaline hercinice de Păiuşeni.

Pânza de Muncel. Aceasta se delimitează în sudul Munților Biharia, unde şisturile cristaline prehercinice de Muncel se dispun tectonic peste şisturile cristaline hercinice de Păiuşeni. În afară de Cristalinul de Muncel, în componența Pânzei de Muncel mai intră marmurele de Sohodol şi Cristalinul de Vulturese-Belioara.

Pânza Baia de Arieş. Este ultima pânză (cea mai de sus) din Sistemul Pânzelor de Biharia. Aceasta include şisturile cristaline mezometamorfice din zona Sălciua-Baia de Arieş cu masivul granitic de la Vința, care vin în contact tectonic cu cristalinul epimetamorfic de Vulturese-Belioara din Pânza de Muncel.

Vârsta alpină a punerii în loc a Sistemului Pânzelor de Biharia nu poate fi argumentată, dată fiind lipsa totală a formațiunilor sedimentare alpine care să fie implicate în procesul de cutare.

O privire de ansamblu arată că Sistemul Pânzelor de Biharia, în partea estică a Munților Apuseni de Nord, îşi schimbă orientarea trecând la direcția nord-sud şi apoi cu tendință sud-est/nord-vest. Această situație poate fi pusă pe seama mişcării de rotire pe care a executat-o Autohtonul de Bihor. Pe de altă parte, arată că structurile Munților Apuseni, în ansamblu, nu se prelungesc sub Depresiunea Transilvaniei, ci se orientează spre nord-vest.

2. MUNȚII APUSENI DE SUD

Munții Apuseni de Sud, denumiți şi Munții Metaliferi, includ Munții Trascău, Munții Vințului, Munții Drocea şi Munții Abrudului sau Munții Auriferi.

2.1. STRATIGRAFIE ŞI LITOFACIESURI

Munții Apuseni de Sud au rezultat din evoluția unei arii labile care a apărut nu cu mult înainte de Neojurasic. Primul act a constat în crearea unei zone depresionare de tip rift care a declanşat şi a favorizat o activitate magmatică, generând produse ofiolitice urmate de vulcanite calco-alcaline. Zona de rift s-a lărgit, ceea ce a dus la divizarea ariei continentale transilvano-panonice.

Începând din Neojurasic sau chiar din Mezojurasicul terminal, s-a declanşat şi procesul de sedimentare care a continuat până la sfârşitul Cretacicului, în timp ce activitatea magmatică a durat, cu intermitență, până în Cretacicul timpuriu. La

sfârşitul Eocretacicului a avut loc paroxismul austric. În Neocretacic s-a produs paroxismul laramic timpuriu însoţit de vulcanismul subsecvent timpuriu. În Miocen s-au format depresiunile intramontane şi s-a produs vulcanismul subsecvent târziu. Ca urmare a evenimentelor amintite, în structura actuală a Munţilor Apuseni de Sud se deosebesc următoarele unităţi lito- şi structogenetice: *masivele cristaline prealpine, magmatitele ofiolitice* şi *vulcanitele calco-alcaline, sedimentarul prelaramic, magmatitele laramice, depresiunile intramontane cu sedimentarul postlaramic* şi *vulcanitele neogene* (v. planşa XXVI).

2.1.1. MASIVELE CRISTALINE PREALPINE

Şisturile cristaline din Munţii Apuseni de Sud ocupă arii foarte restrânse delimitându-se sub forma a două insule în Munţii Trascău şi o a treia în zona Rapolt de pe valea Mureşului (v. planşa XXVI). La alcătuirea acestora participă şisturi cristaline prehercinice şi şisturi cristaline hercinice.

a. Şisturile cristaline prehercinice

Acestea formează cea mai mare parte din insulele de cristalin din nordul Munţilor Trascău. Cristalinul de aici a fost descris sub numele de Cristalinul de Vidolm-Lunca şi se încadrează în rândul mezometamorfitelor, fiind similar cristalinului de Baia de Arieş cu care iniţial a făcut corp comun. Este alcătuit din şisturi cristaline mezometamorfice tipice, iar mai spre sud apare o insulă de mezometamorfite pe valea Galda.

b. Şisturile cristaline hercinice

Acestea ocupă suprafeţe restrânse în Munţii Trascău, iar în sud constituie insula de la Rapolt. Sunt reprezentate prin şisturi cristaline sericito-cloritoase, cuarţite grafitoase etc.

Distribuţia cu aspect insular a şisturilor cristaline din Munţi Apuseni de Sud, sugerează că acestea reprezintă doar relicte rămase în urma fragmentării Microplăcii Transilvano-Panonice în două blocuri care s-au îndepărtat unul de altul.

2.1.2. MAGMATITELE OFIOLITICE ŞI VULCANITELE CALCO-ALCALINE

O bună parte din Munţii Apuseni de Sud este alcătuită din magmatite ofiolitice şi vulcanite calco-alcaline. Acestea formează o imensă masă care se întinde pe o lugime de 190 km între valea Arieşului şi localitatea Zăbalţ de pe valea Mureşului, cu o lăţime de 40 km (v. planşa XXVI). Activitatea magmatică a început nu cu mult înainte de Neojurasic şi a durat până în Eocretacicul timpuriu. Primele depozite sedimentare intercalate, reprezentate prin argile roşii şi jaspuri, nu sunt mai vechi decât Jurasicul superior, iar ultimele veniri de lavă sunt asociate cu depozite eocretacice timpurii.

În cuprinsul masei magmatice, în ansamblu, se disting două formaţiuni petrografice şi petrostructurale net distincte: o formaţiune ofiolitică de vârstă mezo-neojurasică timpurie şi o altă formaţiune calco-alcalină de vârstă malm-neocomiană timpurie.

Fomaţiunea ofiolitică este alcătuit preponderent din curgeri de bazalte la care, frecvent, se adaugă intruziuni gabbroice (pânze intrusive, dyke-uri, corpuri ultrabazice, corpuri de gabbrouri compuse etc.), iar subordonat intercalaţii de aglomerate.

Fomațiunea calco-alcalină este formată din bazalte, andezite, şi diferențiate acide (dacite şi riolite), la care, subordonat, se adaugă roci de tendință alcalină (limburgite, oligofire, keratofire).

Aceasta din urmă acoperă formațiunea ofiolitică şi în cadrul Munților Apuseni de Sud şi ocupă o poziție central-estică. În ceea ce priveşte rolul şi funcția tectogenetică a magmatitelor din Munții Apuseni de Sud, față de opinia susținută de cei mai mulți geologi, că acestea ar reprezenta o unică secvență ofiolitică, I. Nicolae şi E. Saccani (2003) susțin că cele două formațiuni nu au nici o legătură genetică şi că formațiunea ofiolitică este anterioară celei calco-alcaline, reprezentând fragmente de crustă oceanică.

În concluzie, ținând seamă de caracterele petrochimice şi de apariția spațială a magmatitelor avute în vedere, se poate conchide că formațiunea ofiolitică reprezintă elemente de crustă oceanică, în timp ce formațiunea calco-alcalină este legată de procesul de subducție.

2.1.3. ÎNVELIŞUL SEDIMENTAR PRELARAMIC

Sedimentarul din Munții Apuseni de Sud aparține exclusiv Mezozoicului. Acesta s-a acumulat în anumite zone cu condiții de sedimentare proprii şi care se situau în jurul unei arii centrale cu poziție mai ridicată formată din ofiolite şi vulcanite calco-alcaline. În jurul acestei arii ridicate se delimitau mai multe zone de sedimentare (fig. 68).

Zona Trascău-valea Ampoiului. Aceasta se caracterizează prin prezența faciesurilor recifale pentru intervalul Malm-Neocomian timpuriu, prin prezența faciesului pelagic pentru Tithonic-Neocomian şi prin dezvoltarea unor faciesuri stromatitice pentru Eocretacic în general.

Zona Deva-Zam. Este situată în lungul culoarului Mureşului şi se caracterizează prin dezvoltarea faciesurilor recifale pentru Malm-Neocomianul timpuriu şi a faciesurilor detritice pentru Eocretacic.

Zona Bârzava-Mădrizeşti. Se găseşte în vestul Munților Drocea şi se distinge prin dezvoltarea Tithonic-Neocomianului în facies flişoid şi a Barremian-Apțianului în facies de wildfliş.

Zona Hălmagiu-Abrud. Aceasta se delimitează în partea nordică a Munților Apuseni de Sud şi este caracterizată prin dezvoltarea Eocretacicului în facies detritic (flişoid şi wildfliş).

Ținând seama de frecventele schimbări laterale de facies, formațiunile sedimentarului prelaramic, pentru intervalul Malm-Eocretacic al Munților Apuseni de Sud, pot fi grupate şi delimitate în următoarele intervale de timp: Malm-Neocomian timpuriu, Neocomian, Barremian-Albian, iar pentru Cretacicul superior, formațiunile pot fi grupate pe intervalele Vraconian-Cenomanian, Vraconian-Coniacian şi Santonian-Maastrichtian (v. fig. 68).

Malm-Neocomianul. Pentru domeniul Munților Apuseni de Sud, acest interval de timp a însemnat o epocă de calm tectonic. În asemenea condiții, în părțile marginale ale bazinelor de sedimentare s-au format depozite recifale, în timp ce în zonele de larg s-au acumulat depozite pelagice.

Faciesul recifal (Calcare de Stramberg) aparține ca vârstă Tithonic-Berriasianului şi se întâlneşte în zona Trascău-valea Ampoiului, unde formează Culmea Bedeleu, Cheile Cibului etc., în zona Deva-Zam şi în zona Hălmagiu-Abrud.

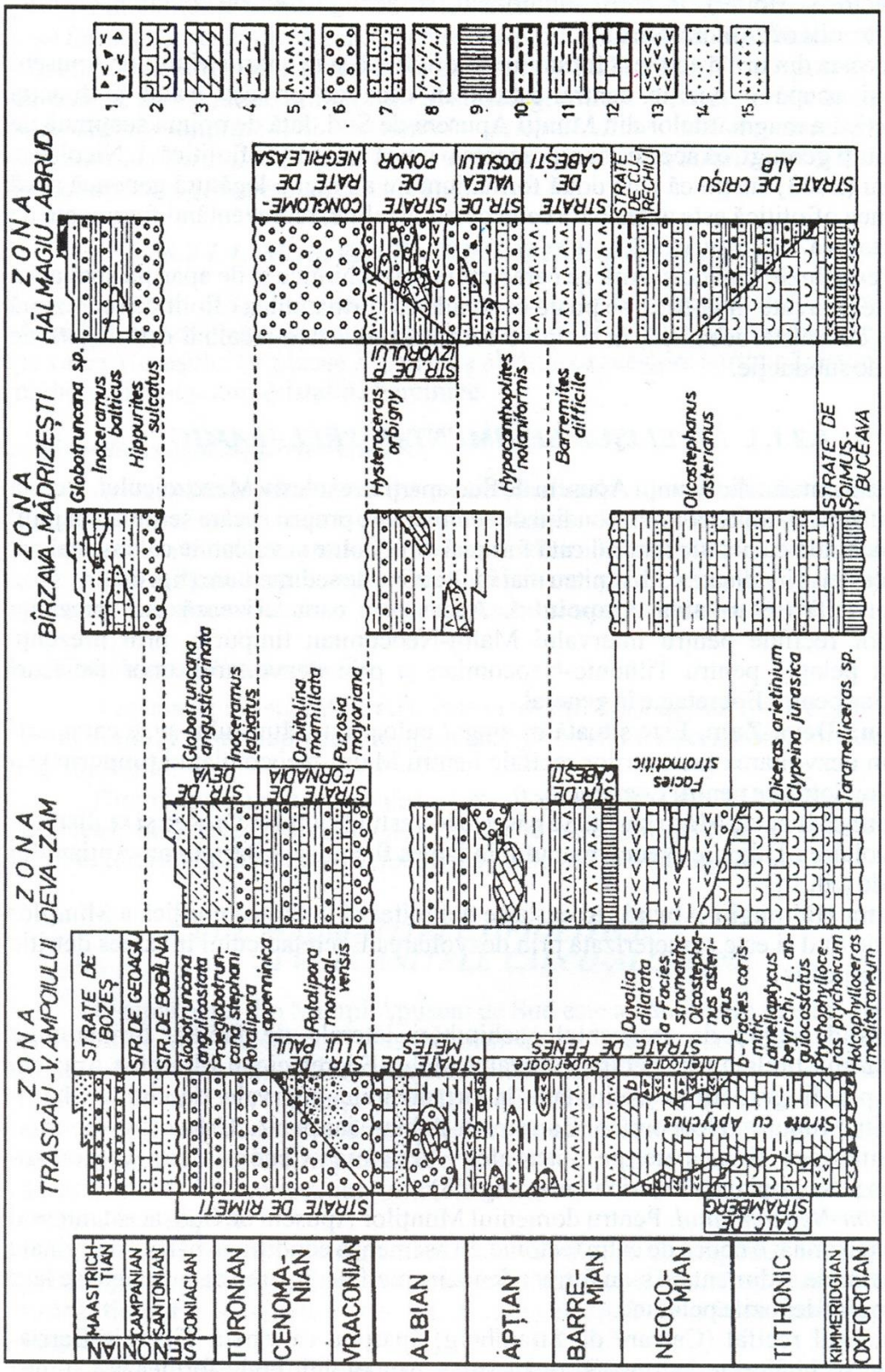


Fig. 68. Coloane stratigrafice corelative în Munții Apuseni de Sud:

1 - brecii și roci piroclastice; 2 - calcare nodulare și calcare masive organogene; 3 - marnocalcare; 4 - argile și marne; 5 - gresii și gresii silicioase; 6 - conglomerate; 7 - grezocalcare micacee; 8 - marno-gresii; 9 - jaspuri; 10 - roci silicioase; 11 - argile; 12 - calcare; 13 - roci bazice; 14 - gresii; 15 - tufite

Faciesurile pelito-terigene sunt reprezentate fie prin depozite pelitice de tipul stratelor cu Aptychus, silicolite etc, fie prin depozite detritice adesea cu caracter turbiditic. Acestea, ca vârstă, se plasează în intervalul Malm-Neocomian şi se întâlnesc în zonele Trascău-valea Ampoiului, Bârzava-Mădrizeşti şi Hălmagiu-Abrud, unde adesea sunt descrise sub denumiri locale (Strate de Şoimuş-Buceava, Strate de Crişul Alb etc., v. fig. 68).

Neocomianul. În afară de faciesurile menționate care sunt inseparabile de partea terminală a Jurasicului superior, depozitele neocomiene se pot delimita ca atare îmbrăcând faciesuri sensibil deosebite de la o zonă la alta: faciesuri carbonatice (Strate de Feneş inferioare) în zona Trascău-valea Ampoiului, faciesuri detritice (Stratele de Curechiu) în Zona Hălmagiu-Abrud, faciesuri stromatitice (asociație intimă de argile şi vulcanite) în Zona Deva-Zam.

Barremian-Albianul. Pentru Munții Apuseni de Sud, intervalul barremian-albian este timpul când au început mişcările tectonice precursoare paroxismului austric. În aceste condiții s-au acumulat depozite preponderent detritice cu un pronunțat caracter flişoid. Adesea aceste depozite includ şi blocuri însedimentate amintind caracterele formațiunilor de wildfliş. Variațiile litofaciale atât laterale, cât şi pe verticală constituie o caracteristică a depozitelor barremian-albiene. În consecință, stabilirea succesiunii stratigrafice şi corelarea cronostratigrafică la scară regională este greu de realizat. De cele mai multe ori o anumită orizontare litostratigrafică riguros stabilită rămâne valabilă numai pentru zona în cauză şi care, de regulă, a fost desemnată sub denumiri locale (Formațiunea de Feneş, Formațiunea de Meteş etc. în Zona Trascău-valea Ampoiului şi Formațiunea de Căbeşti, Formațiunea de Ponor etc. pentru Zona Hălmagiu-Abrud etc. v. fig. 68).

Cretacicul superior. Pentru Munții Apuseni de Sud, Neocretacicul a însemnat conturarea a două zone emerse, una corespunzătoare Munților Trascău şi cea de-a doua corespunzătoare ariei Munților Drocea. Acestea erau separate printr-un culoar căruia, în structura actuală, i-ar corespunde valea Ampoiului. Drept urmare, bazinele de sedimentare au căpătat o altă distribuție decât în Eocretacic. Cele două zone emerse, spre est şi spre sud, erau mărginite de zone depresionare cu o subsidență activă, în timp ce bazinele de sedimentare de la nord de ariile exondate aveau drept substrat marginea sudică, mai rigidă, a Munților Apuseni de Nord care funcționa ca zonă de şelf. Mai trebuie adăugat faptul că în domeniul Munților Apuseni de Sud, mişcările tectonice au continuat şi în Neocretacic şi deşi s-a înregistrat un paroxism intrasenonian, acesta nu a avut un rol definitoriu. În aceste condiții, depozitele neocretacice au căpătat faciesuri predominant detritice cu frecvente episoade flişoide. Având în vedere raporturile acestora cu formațiunile preaustrice şi caracterele litofaciale, ansamblul depozitelor neocretacice se poate grupa şi delimita pe intervalele de timp deja amintite: Vraconian-Cenomanian, Vraconian-Coniacian, Santonian-Maastrichtian (v. fig. 68).

Vraconian-Cenomanian. Revin acestui interval de timp conglomeratele care se întâlnesc în zona izvoarelor Ampoiului, descrise drept Conglomeratele de Negrileasa. Acestea se prelungesc în lungul văii Ampoiului, unde trec la un facies grezos turbiditic (Formațiunea de Valea lui Paul) a căror conținut paleontologic atestă vârsta lor cenomaniană (v. fig. 68).

Vraconian-Coniacianul. Include depozite argiloase-grezoase până la grosiere. Sunt bogat fosilifere şi se întâlnesc în jumătatea nordică a Munților Trascău, unde au fost denumite Stratele de Râmeți, iar în Zona Deva-Zam au fost descrise drept Stratele

de Fornădia având vârsta vraconian-cenomaniană. Sunt urmate de Stratele de Deva (gresii glauconitice fosilifere) aparţinând Turonian-Coniacianului.

Santonian-Maastrichtianul. Revin acestui interval depozitele acumulate după paroxismul intrasenonian care a afectat mai ales părţile periferice sud-apusene. Acestea au o largă dezvoltare pe cele două flancuri ale Munţilor Apuseni de Sud. Astfel, pe flancul sudic se întâlnesc în zona de curbură dintre insula de la Rapolt şi valea Ampoiului, unde sunt reprezentate prin grezocalcare (Stratele de Bobâlna), urmate de marnocalcare (Stratele de Geoagiu) şi de depozite detritice, fosilifere (Stratele de Bozăş). Pe flancul nord-vestic, depozitele santonian-maastrichtiene au o largă dezvoltare, începând din culoarul Bârzava-Mădrizeşti unde se prezintă în facies de Gosau. Spre nord-est reapar în Muntele Găina şi mai departe în culoarul Sălciua-Ocoliş. Pe măsură ce se înaintează spre nord-est, faciesul de Gosau se reduce, dar se dezvoltă o formaţiune flişoidă. Depozitele neocretacice de pe flancul nordic sunt foarte fosilifere, bogate mai ales în hipuriţi, acteonele şi inocerami, specifice faciesului de Gosau. Spre sfârşitul Cretacicului a avut loc paroxismul laramic târziu când s-a desăvârşit aranjamentul tectonic. Totodată s-a manifestat şi magmatismul laramic.

2.1.4. MAGMATITELE LARAMICE

În Munţii Apuseni de Sud, magmatismul laramic s-a manifestat numai prin cea de-a doua etapă, când s-au pus în loc câteva corpuri intrusive. Acestea sunt dispuse pe două aliniamente.

Pe un aliniament vestic se găseşte corpul de la Săvârşin, alcătuit din diorite cuarţifere şi granite porfirice străbătute de filoane aplitice, şi corpul de la Căzăneşti constituit, de asemenea, din diorite cuarţifere cu separaţii granitice.

Pe un aliniament estic se află corpul de la Cerbia format din granite şi granodiorite, şi corpul de la Măgureaua Vaţei, alcătuit din mai multe corpuri mai mici constituite din granite, granodiorite şi diorite cuarţifere. Corpurile magmatice amintite au dat fenomene de metamorfism termic.

2.1.5. VULCANITELE NEOGENE

Începând din Badenian, în Munţii Apuseni de Sud s-a desfăşurat vulcanismul subsecvent tardiv. Produsele acestuia se întâlnesc pe suprafeţe relativ întinse dispuse pe anumite aliniamente (v. planşa XXVI). Vulcanitele sunt reprezentate prin riolite, dacite, andezite cuarţifere, andezite şi andezite bazaltoide.

Ca forme de zăcământ, produsele vulcanismului neogen se prezintă fie ca structuri înrădăcinate, fie sub formă de curgeri de lavă, fie ca formaţiuni vulcano-gen-sedimentare.

Structurile înrădăcinate se caracterizează prin poziţia lor predominant verticală, fiind în legătură directă sau indirectă cu sursa de alimentare. Asemenea structuri sunt foarte frecvente în Munţii Apuseni de Sud constituind vulcanii şi subvulcanii de diferite tipuri (Săcărâmb, Arama, Corabia, Câinel, Măgura Băii etc.).

Curgerile de lavă se întâlnesc în jurul majorităţii vulcanilor, iar piroclastitele au o largă dezvoltare în nord-vestul Munţilor Drocea şi Zarand.

Formaţiunile vulcanogen-sedimentare includ acumulări care au fost generate printr-un aport de material terigen şi vulcanogen asociat în proporţii diferite.

Vulcanitele sunt dispuse pe mai multe zone în lungul unor aliniamente oblice față de structurile Munților Apuseni de Sud din partea lor centrală, şi conforme în zonele de margine. Se individualizează patru asemenea aliniamente (v. planşa XXVI):

- un prim aliniament se suprapune Depresiunii Brad-Săcărâmb;
- al doilea, mai spre nord-est de precedentul, se suprapune, parțial, Depresiunii Zlatna-Almaş;
- aliniamentul nordic se suprapune Depresiunii Roşia Montană;
- al patrulea aliniament se întinde în sudul Munților Apuseni, în lungul Mureşului, între Deva şi Căpâlnaş.

Desfăşurarea vulcanismului neogen s-a produs în trei cicluri, înțelegând prin aceasta că fiecare etapă a avut un început, a cunoscut un paroxism, urmat de o fază de calm (fig. 69).

Primul ciclu, cel care marchează începutul activității vulcanice neogene în Munții Apuseni de Sud, s-a desfăşurat în Badenian şi a avut un caracter pulsatoriu. A predominat vulcanismul exploziv, produsele fiind reprezentate prin riolite şi andezite, iar spre sfârşitul ciclului tufuri şi riodacite (facies ignimbritic). Printre centrii vulcanici aparținând acestui ciclu sunt Dealul Teiuş, Vârful Podii etc.

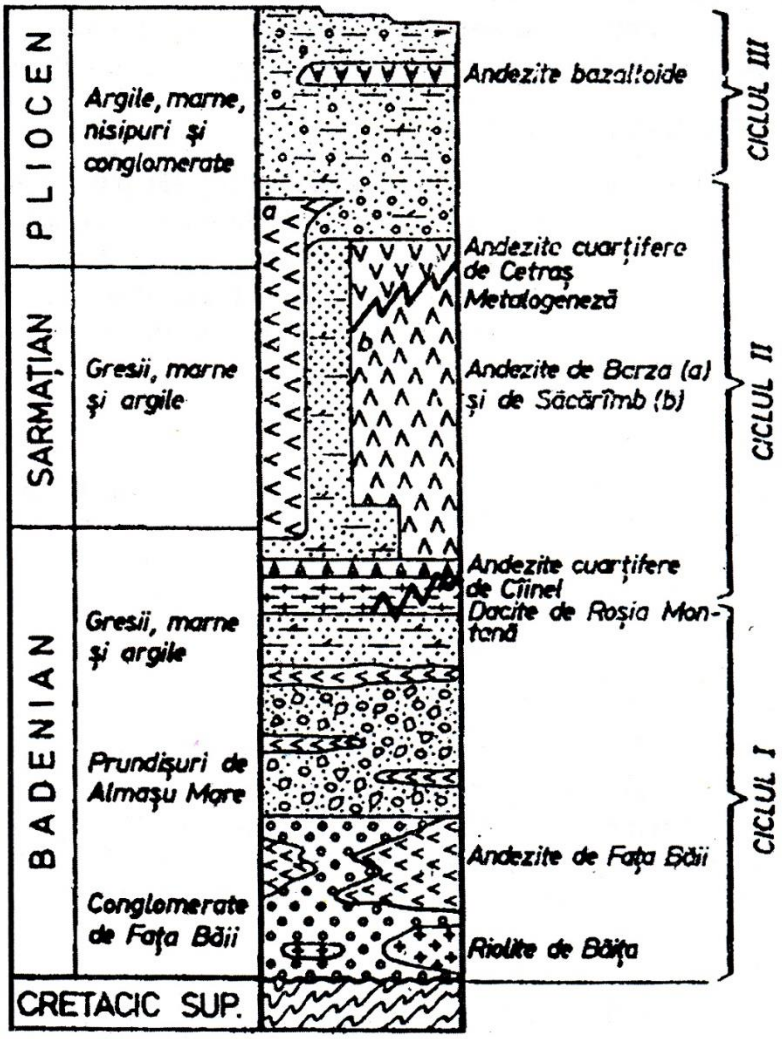


Fig. 69. Schema desfăşurării vulcanismului neogen din Munții Apuseni de Sud
(după D.Giuşcă et al.)

Al doilea ciclu a fost cel mai important atât ca intensitate, cât şi ca volum al produselor. S-a desfăşurat începând din Badenianul târziu până spre sfârşitul Miocenului şi a avut o activitate mixtă care s-a manifestat prin curgeri de lavă şi produse piroclastice. Într-o primă fază au fost puse în loc dacite (de Câinel-Roşia Montană etc.). Într-o a doua fază s-au depus andezite cuarţifere (de Barza, de Săcărâmb etc.), iar în a treia, din nou dacite (de Cetraş etc.). Ciclul al doilea, spre sfârşit, a fost însoţit de procese de metalogeneză (v. fig. 69).

Al treilea ciclu s-a desfăşurat în Pliocen şi a avut o intensitate slabă. S-a manifestat, mai ales, în zonele marginale. A avut caracter efuziv-slab exploziv. Produsele puse în loc au fost andezitele bazaltoide şi subordonat andezite amfibolice. Ca extindere, produsele celui de-al treilea ciclu ocupă arii foarte restrânse, mai frecvente fiind în zona Roşia Montană (vulcanii Rotunda şi Vârful Poenii).

2.1.6. DEPRESIUNILE INTRAMONTANE ŞI VULCANITELE BAZALTICE CUATERNARE

După paroxismul laramic, Munţii Apuseni de Sud au evoluat ca sistem stabilizat emers, care nu a mai suferit deformări plicative. Mişcările distensionale postlaramice au avut drept consecinţă doar formarea sau reactivarea unui sistem de falii şi afundarea unor arii restrânse care au devenit bazine de acumulare.

a. Depresiunea Brad-Săcărâmb

Aceasta se întinde ca un culoar între Valea Mureşului şi bazinul Crişului Alb. S-a format în Badenian şi a evoluat ca atare şi în Sarmaţian. Umplutura bazinului include depozite cu caractere de molasă care debutează prin pietrişuri (Pietrişurile de Almaşu Mare), urmate de argile cu cărbuni (Badenian superior). Suita se încheie cu depozite grosiere în care predomină materialul piroclastic. Sunt fosilifere (*Abra reflexa, Mactra vitaliana*) şi aparţin Sarmaţianului.

b. Depresiunea Zlatna-Almaş

Este situată pe cursul mijlociu al Ampoiului. A funcţionat ca bazin de sedimentare în Badenian. Depozitele acumulate sunt predominant grosiere, iar local s-au dezvoltat faciesuri calcaroase sau evaporitice. Suita debutează prin conglomerate (Conglomeratele de Almaşu Mare) şi se încheie prin marne tufacee cu *Globigerina biloba*. Totul aparţine Badenianului (fig. 70).

c. Depresiunea Roşia Montană

Pe arii restrânse, în zona localităţii Roşia Montană se întâlnesc depozite badeniene şi sarmaţiene constituind Depresiunea Roşia Montană. Suita depozitelor sedimentare debutează prin conglomerate, urmate de marne tufacee cu *Globigerina triloba* care, la rândul lor, suportă marne cu *Elphidium fichtelianum*, totul revenind Badenianului. Suita se încheie cu marne şi argile cu *Elphidium aculeatum* revenind Sarmaţianului.

Vulcanitele bazaltice

În câteva puncte din Munţii Apuseni de Sud, la Lucareţ şi la Detunata, se întâlnesc importante mase de bazalte. Acestea sunt vulcanite cuaternare, similare acelora din Carpaţii Orientali de la Racoş şi li se dă aceeaşi interpretare.

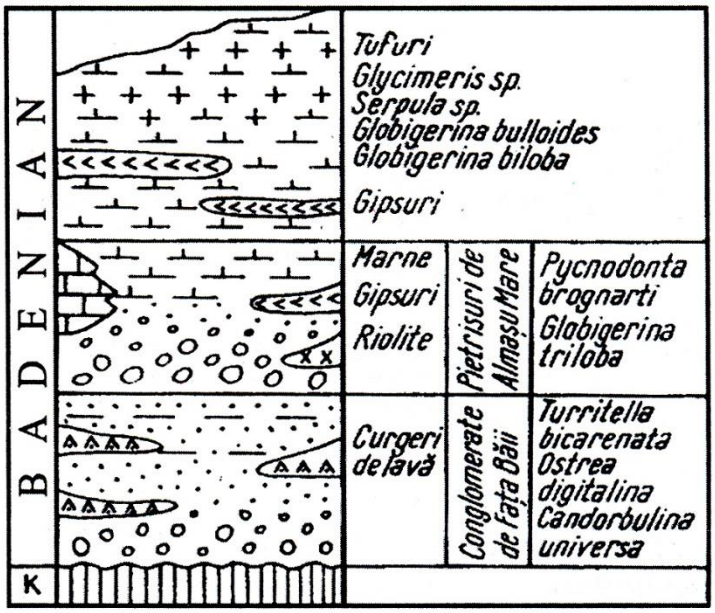


Fig. 70. Coloană stratigrafică în Depresiunea Zlatna-Almaş

Lucareț, de pe malul râului Bega, este unul din punctele unde se întâlnesc bazalte compacte sau poroase, cu separații în plăci.

Cele două Detunate, Detunata Golaşă şi Detunata Flocoasă din zona Roşia Montană, sunt constituite din bazalte sub formă de coloane. Detunata Golaşă are aspect de orgă reprezentând unul din punctele de atracție pentru iubitorii şi admiratorii monumentelor naturii.

2.2. EVOLUȚIE ŞI TECTOGENEZĂ

Munții Apuseni de Sud reprezintă sutura sau cicatricea zonei de rift vest-carpatice (sud-apuseană, v. fig. 21). Aceasta este analoagă zonei de rift central-carpatică, însă prezintă unele particularități care totuşi o diferențiază de aceasta din urmă. Astfel, în Munții Apuseni de Sud s-au conservat mase importante de ofiolite, ca urmare a unor procese limitate de consum de scoarță prin subducție; s-a dezvoltat, de asemenea, un fliş şi un wildfliş atipic, iar deformările scoarței au fost mult mai modeste etc. Aceste caracteristici distinctive se datorează faptului că zona de rift sud-apuseană a evoluat ca zonă labilă intramicroplacă, spre deosebire de zona de rift central-carpatică a cărei evoluție a fost intraplacă continentală.

Elementul tectonic major al Munților Apuseni de Sud îl reprezintă Pânza de Drocea-Trascău (figurile 71 şi 72).

Pânza de Drocea-Trascău constă în fragmentarea masei magmatice şi înaintarea acesteia peste sedimentarul din zonele marginale dinspre nord şi nord vest. Urma şariajului se recunoaşte din valea Mureşului spre nord-est şi suferă unele decroşări în zona depresiunilor Brad-Săcărâmb şi Zlatna-Almaş (v. planşa XXVI). Mai departe în valea Ampoiului şi în zona Munților Trascău, contactul de superpoziție tectonică se face între formațiunile eocretacice din Zona Trascău-valea Ampoiului (Formațiunea de Feneş) şi formațiunile neocretacice din Zona Hălmagiu-Abrud.

Pânza de Drocea-Trascău, la rândul ei, a fost deformată dând structuri de cute-solzi, mai ales în Munții Trascău. O dată cu încălecarea Pânzei de Drocea-Trascău, sedimentarul din fața acesteia a fost cutat dând structuri de cute-solzi, cum sunt solzii Groşi şi Criş din Munții Drocea (v. planşa XXVI şi fig. 71).

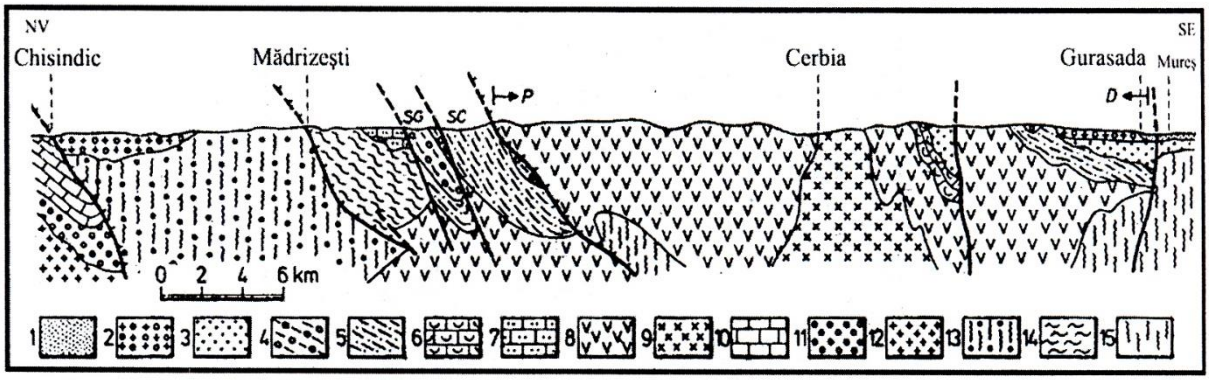


Fig. 71. Seţiune geologică prin Munţii Drocea-Zarand:
1 - aluviuni; 2 - formaţiuni vulcanogen-sedimentare neogene; 3 - Cretacic superior; 4 - Barremian-Apţian (wildfliş); 5 - Neocomian (facies flişoid); 6 - Malm-Berriasian (facies recifal); 7 - Neocretacic în facies de Gosau; 8 - magmatite ofiolitice; 9 - banatite.
Pânza de Codru: *10 - Triasic; 11 - Permian; 12 - granitoide.* Pânza de Highiş-Poiana: *13 - Cristalinul de Păiuşeni.* Solzul de Mădrizeşti: *14 - Cristalinul de Mădrizeşti.*
Unităţi Supragetice *(Poiana Ruscă); 15 - Cristalinul de Padeş; SG - Solzul de Groşi; SC - Solzul de Criş; PD - Pânza de Drocea-Trascău*

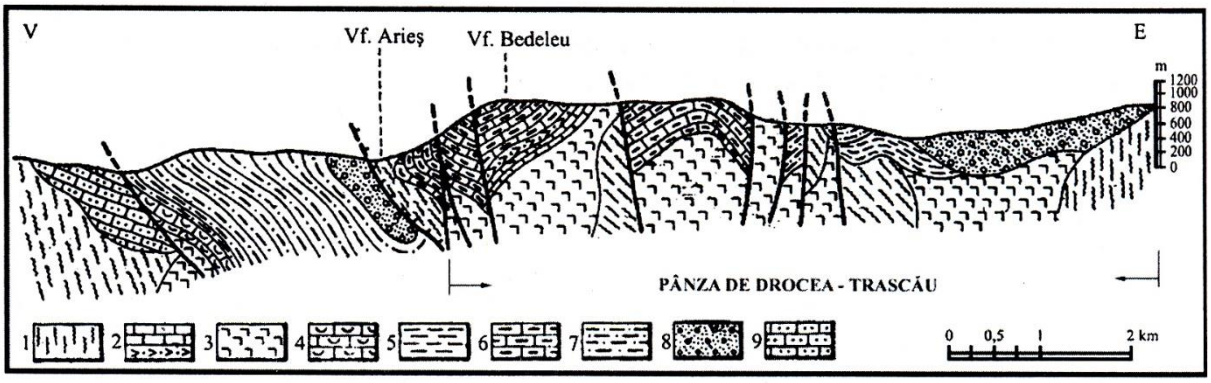


Fig. 72. Secţiune geologică prin Munţii Trascău-Abrud:
1 - cristalin mezometamorfic; 2 - formaţiune mixtă (vulcanogen-sedimentară); 3 - magmatite ofiolitice; 4 - calcare recifale (Malm-Berriasian); 5 - Strate cu Aptychus (Tithonic-Neocomian); 6 - calcare stratificate (Kimmeridgian); 7 - Barremian-Apţian; 8 - Neocretacic; 9 - Senonian în facies de Gosau

Cu privire la punerea în loc a Pânzei de Drocea-Trascău, judecând după faptul că solzii Groşi şi Criş, din faţa pânzei, încalecă peste formaţiuni neocretacice, se poate spune că desăvârşirea punerii în loc a pânzei este efectul tectogenezei laramice intrasenoniene. Având în vedere faptul că în zona Munţilor Trascău, în depozitele de vârstă barremian-apţiană se găsesc însedimentate blocuri de calcare malm-neocomiene provenind din alunecarea maselor calcaroase de pe substratul vulcanic, se poate conchide că primele deformări au început foarte de timpuriu şi au cunoscut un paroxism cu efecte majore în Mezocretacic. Însă desăvârşirea aranjamentului arhitectural s-a realizat în tectogeneza laramică timpurie.

Structurile Munţilor Apuseni de Sud trec de la direcţia vest-est, la orientarea sud-nord mulând, ca şi Sistemul Pânzelor de Codru, Autohtonul de Bihor, după ce fac o curbură în zona văii Ampoiului. La scară mai mare se observă că această curbură este o replică de amploare mai modestă a curburii Carpaţilor Orientali. Această curbură, ca şi răsfrângerea divergentă a structurilor celor două segmente montane (Orientali şi Apuseni) reprezintă efectul rezistenţei pe care a opus-o blocul transilvan.

Ultimele deformări pe care le-au suferit Munții Apuseni de Sud s-au petrecut în Miocen şi sunt exclusiv rupturale distensionale. Acestea constituie sistemul de fracturi care a generat depresiunile intramontane posttectonice (Brad-Săcărâmb, Almaş-Zlatna, Roşia Montană). Fracturile sunt probabil falii mai vechi reactivate. Acestea au constituit şi căile de acces pentru vulcanitele neogene şi chiar cele cuaternare, cu care Munții Apuseni de Sud îşi încheie evoluția de arie labilă.

2.3. RESURSE NATURALE MINERALE

Munții Apuseni, încă din timpuri foarte vechi, au fost renumiți prin zăcămintele de minereuri şi, în primul rând, aurifere. Distribuția acestora este legată, în principal, de fazele de metalogeneză ale vulcanismului neogen, dar şi de cele legate de magmatismul ofiolitic.

Metalogeneza legată de stadiul lichid-magmatic al vulcanismului ofiolitic a dus la formarea unor concentrații de substanțe minerale. Din acest punct de vedere sunt de luat în considerare gabbrourile cu titano-magnetit vanadifer de la Căzăneşti-Ciungani, Almaş-Sălişte, Cuiaş etc. Tot de această fază metalogenetică se leagă acumulările de pirotină nicheliferă, cum sunt acelea de la Căzăneşti-Ciungani. Soluțiile hidrotermale legate de magmatismul ofiolitic au dat mineralizații de sulfuri, cum sunt acelea de la Corbeşti şi Troaş, şi mineralizațiile de cupru, ca acelea de la Almaş.

Metalogeneza legată de vulcanismul neogen este mult mai importantă şi a dat naştere la concentrații de substanțe minerale utile mult mai variate şi mai bogate. În primul rând sunt de menționat zăcămintele auroargintifere din zona Arieş-Caraciu-Săcărâmb-Zlatna-Roşia Montană, cunoscută şi sub numele de *Patrulaterul aurifer*. Acestea sunt zăcăminte de origine hidrotermală asociate andezitelor şi dacitelor celui de-al doilea ciclu; se întâlnesc filoane de aur nativ, volburi de aur nativ sau filoane de telururi aurifere.

Zăcăminte de sulfuri polimetalice, cum sunt acelea de la Troița-Băița Crăciuneşti, de la Almaşu Nou-Stănija sau de la Baia de Arieş, s-au format în legătură cu acelaşi ciclu vulcanic.

Zăcăminte cuprifere, în care predomină calcopirita şi mai rar argint sau molibdenit, se cunosc în regiunea Bucium şi în împrejurimile Devei. Tot în legătură cu metalogeneza legată de vulcanitele neogene sunt minereurile de mercur (cinabru).

În legătură cu faza de exondare de la sfârşitul Jurasicului şi începutul Cretacicului, prin procese de alterare a calcarelor mezozoice, s-au format zăcămintele de bauxită din Munții Pădurea Craiului.

Alte categorii de resurse minerale, în afară de minereuri, sunt de importanță minoră, cum ar fi cărbunii localizați în Badenianul din Depresiunea Brad-Săcărâmb (la Țebea) sau cărbunii din depozitele cretacice (faciesul de Gosau) de la Cornițel-Borod. Rezervele sunt foarte mici, astfel încât prezintă doar importanță locală.

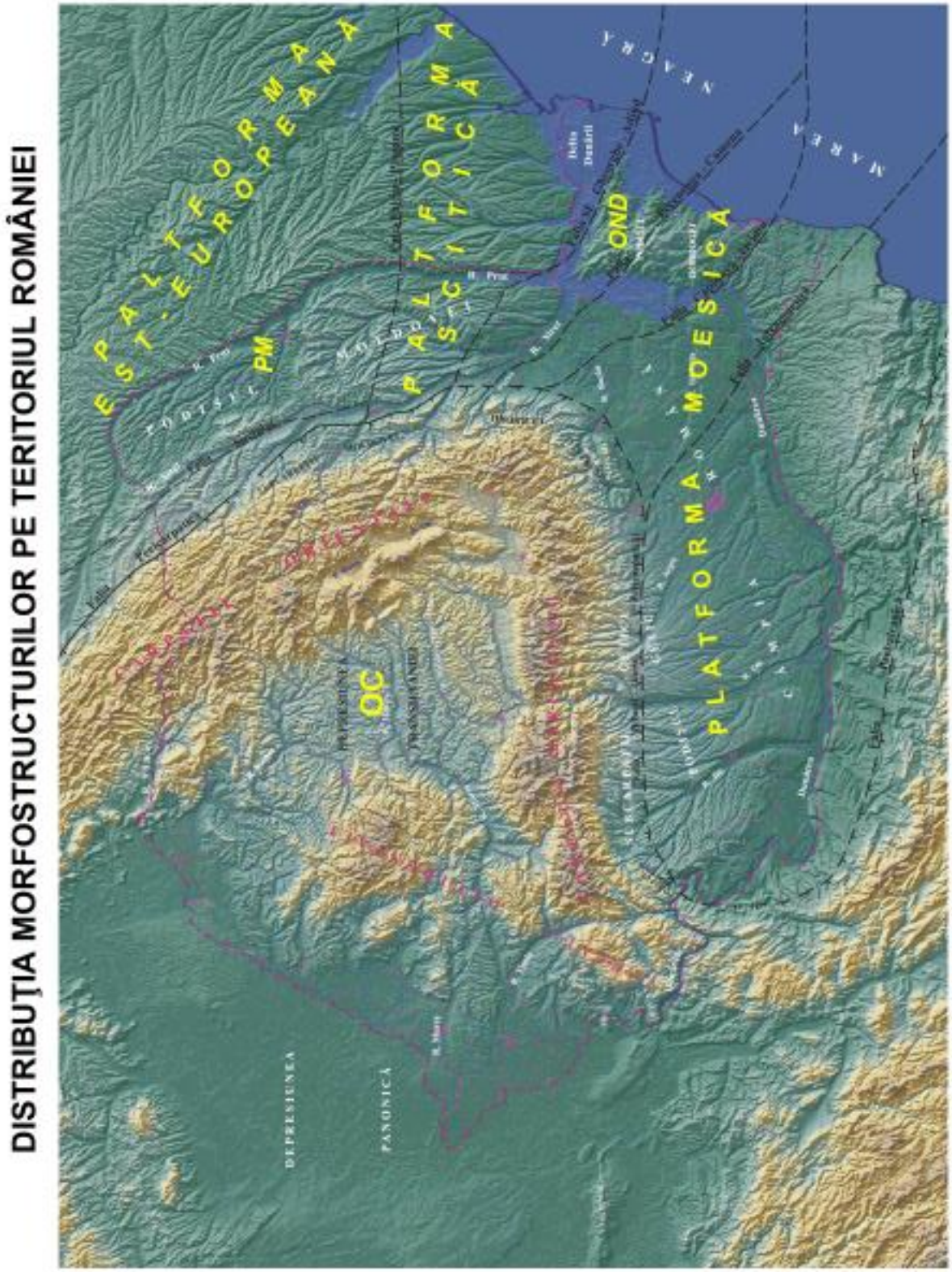
Mai sunt de menționat argilele refractare legate de depozitele liasice, cum este cazul la Bratca în Munții Pădurea Craiului, şi diatomitele legate de produsele vulcanice neogene, cum sunt acelea din nordul Munților Highiş.

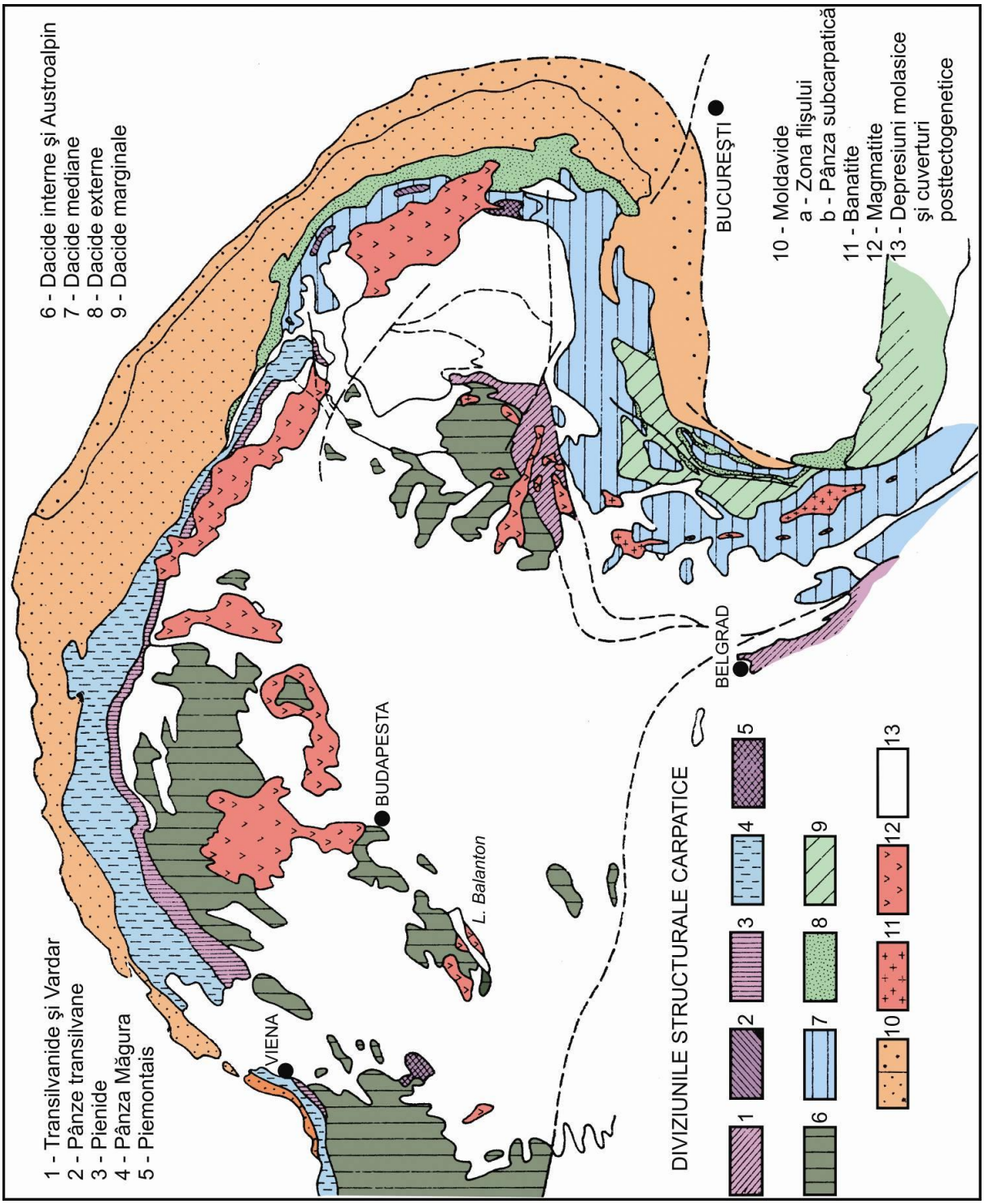
Ca roci utile, în Munții Apuseni de Nord sunt imense rezerve de calcare.

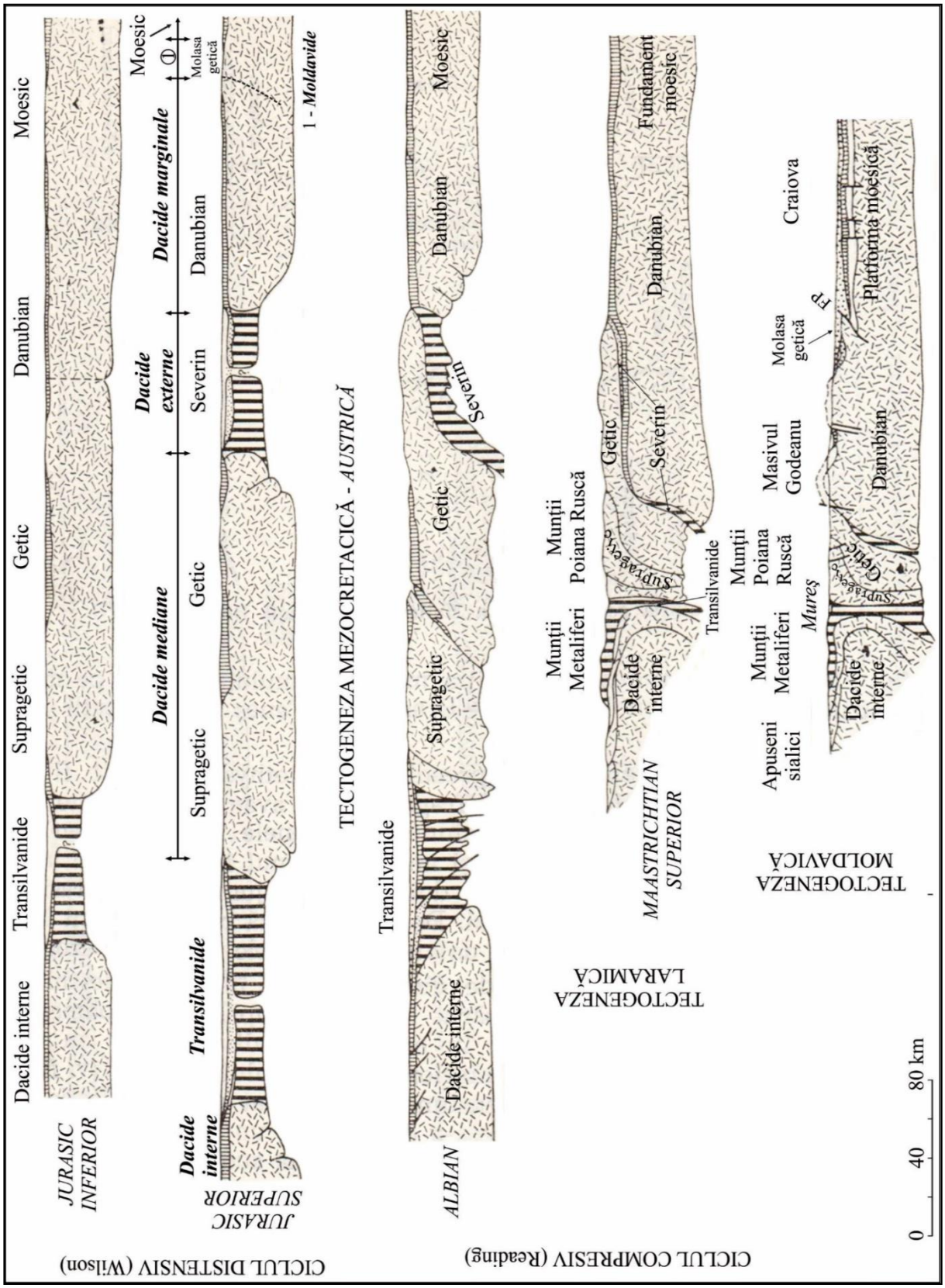
ANEXE

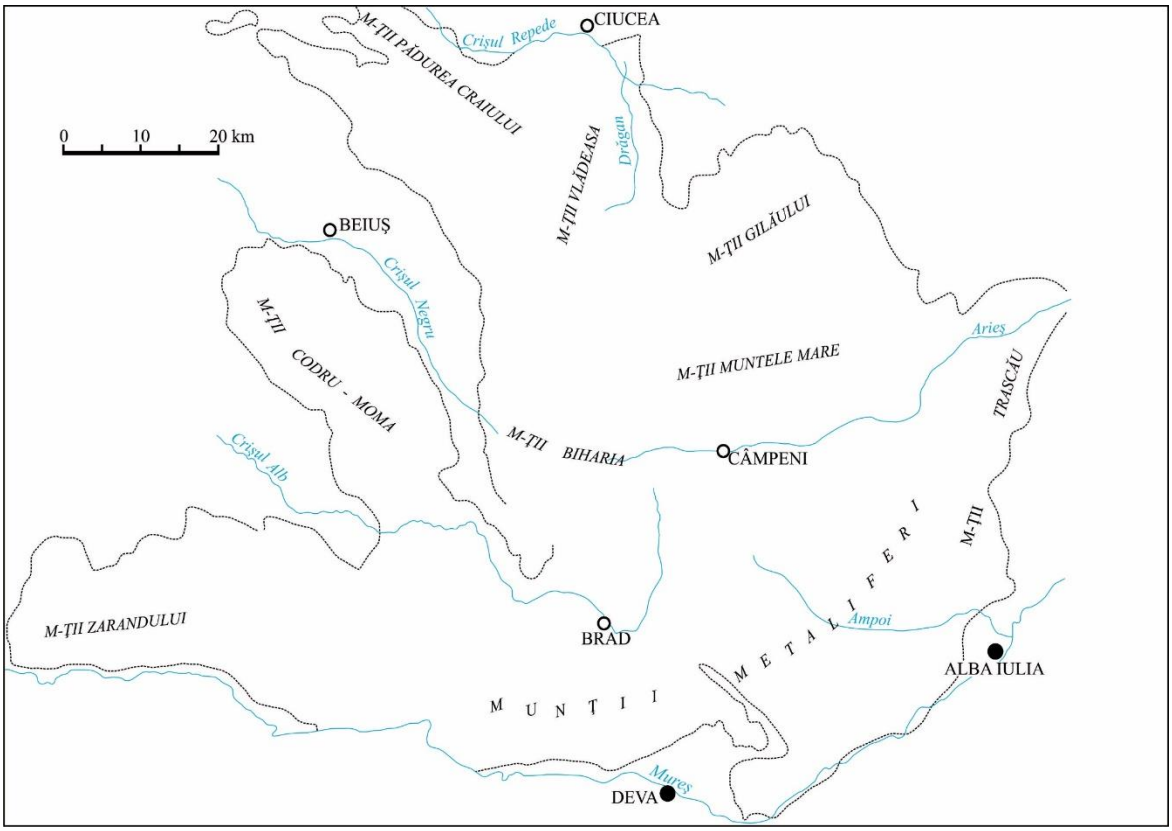
***MATERIALE CARTOGRAFICE SINTETICE PENTRU A FACILITA ÎNȚELEGEREA STRUCTURII OROGENULUI MUNȚILOR APUSENI**

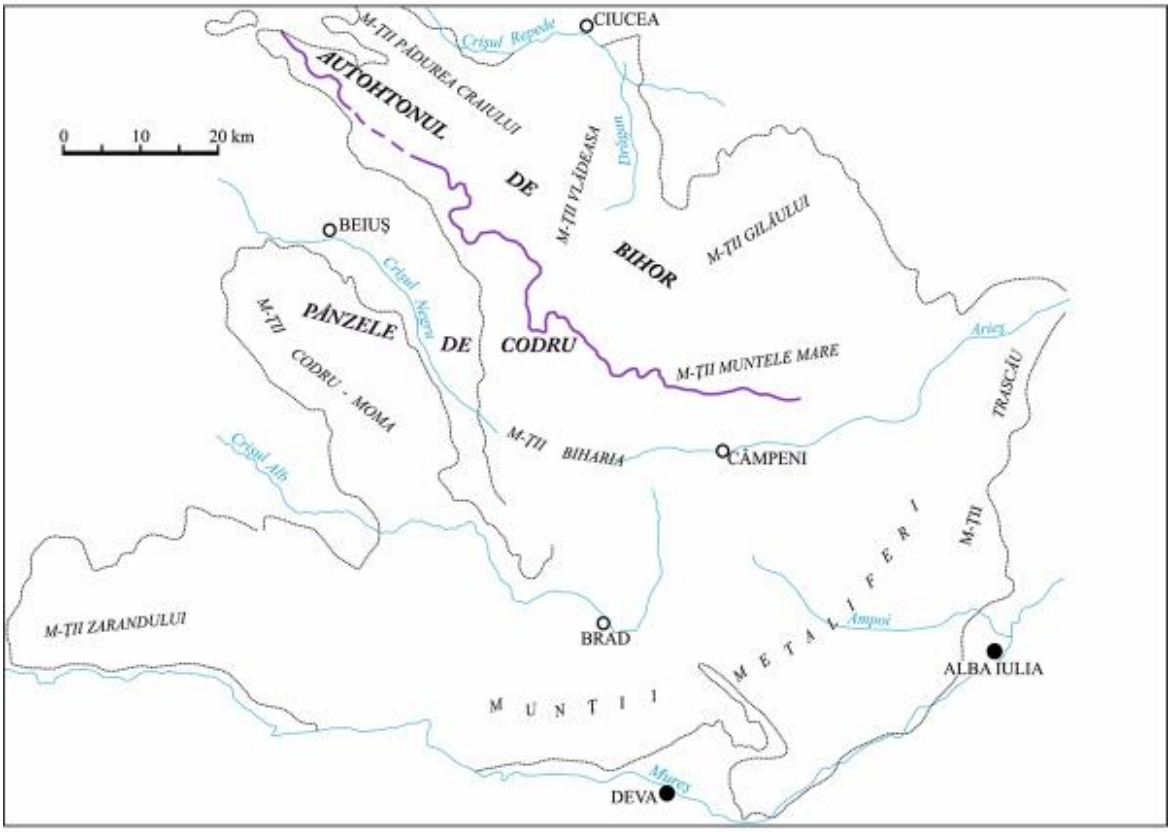
****PENTRU A PUTEA FOLOSII MATERIALELE CARTOGRAFICE FOLOSIȚI ȘI PREZENTĂRILE PPT**

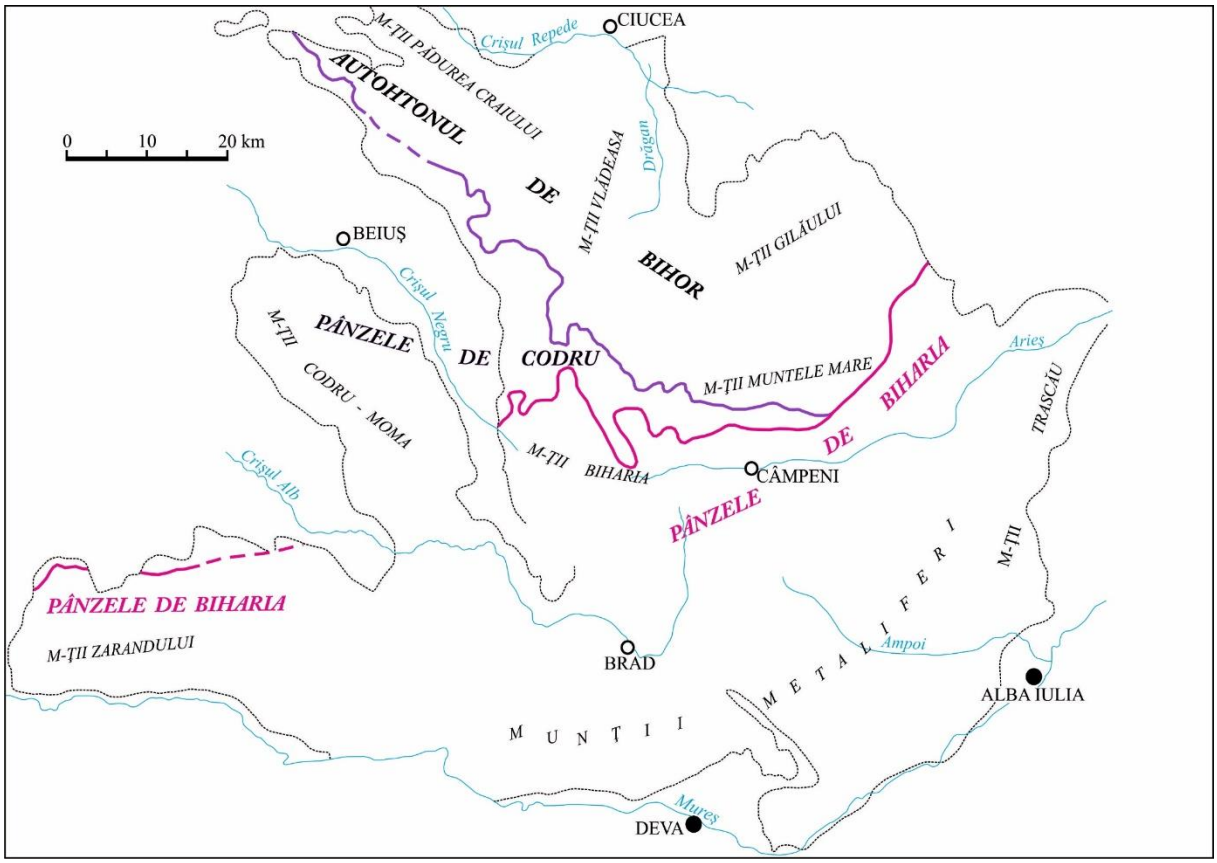


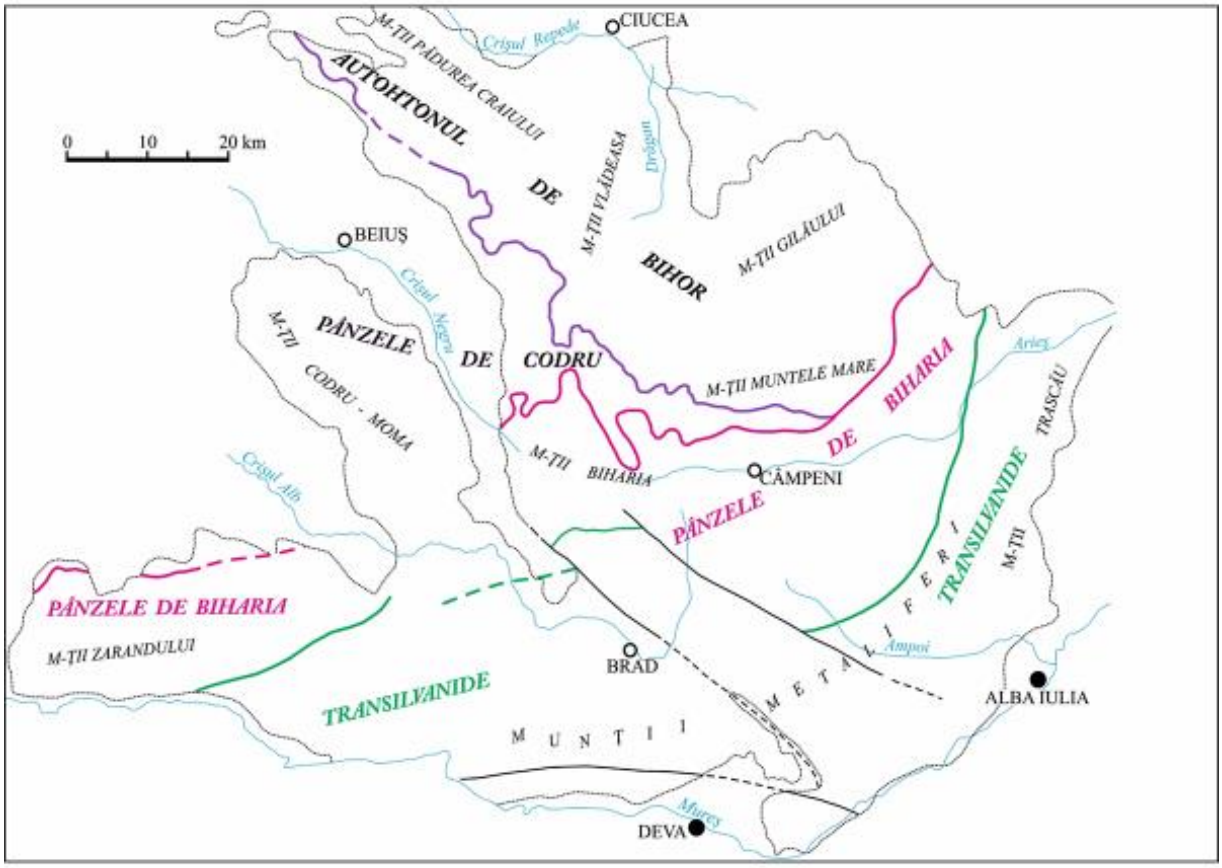

1 - Transilvanide şi Vardar
2 - Pânze transilvane
3 - Pienide
4 - Pânza Măgura
5 - Piemontais
6 - Dacide interne şi Austroalpin
7 - Dacide mediane
8 - Dacide externe
9 - Dacide marginale
10 - Moldavide
a - Zona flişului
b - Pânza subcarpatică
11 - Banatite
12 - Magmatite
13 - Depresiuni molasice şi cuverturi posttectogenetice
VIENA
BUDAPESTA
L. Balanton
BELGRAD
BUCUREŞTI
DIVIZIUNILE STRUCTURALE CARPATICE
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

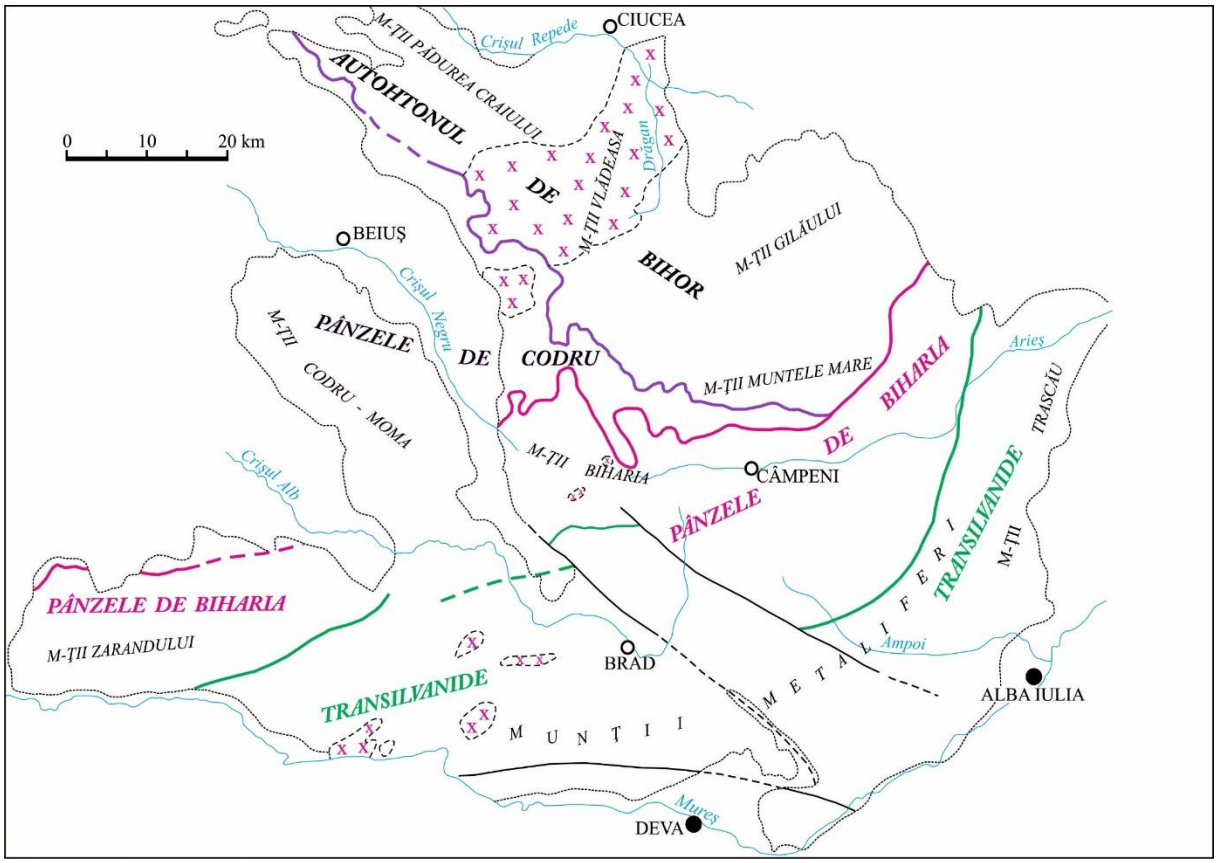

CICLUL DISTENSIV (Wilson)
JURASIC INFERIOR
Dacide interne
Transilvanide
Supragetic
Getic
Danubian
Moesic
JURASIC SUPERIOR
Dacide interne
Transilvanide
Supragetic
Dacide mediane
Getic
Dacide externe
Severin
Dacide marginale
Danubian
Moesic
Molasa getică
1 - Moldavide
TECTOGENEZA MEZOCRETACICĂ - AUSTRICĂ
ALBIAN
Dacide interne
Transilvanide
Supragetic
Getic
Severin
Danubian
Moesic
TECTOGENEZA LARAMICĂ
MAASTRICHTIAN SUPERIOR
Munţii Metaliferi
Dacide interne
Munţii Poiana Ruscă
Getic
Severin
Danubian
Fundament moesic
Transilvanide
TECTOGENEZA MOLDAVICĂ
Apuseni sialici
Munţii Metaliferi
Munţii Poiana Ruscă
Masivul Godeanu
Molasa getică
Craiova
Platforma moesică
Danubian
Dacide interne
Mureş
0
40
80 km
CICLUL COMPRESIV (Reading)

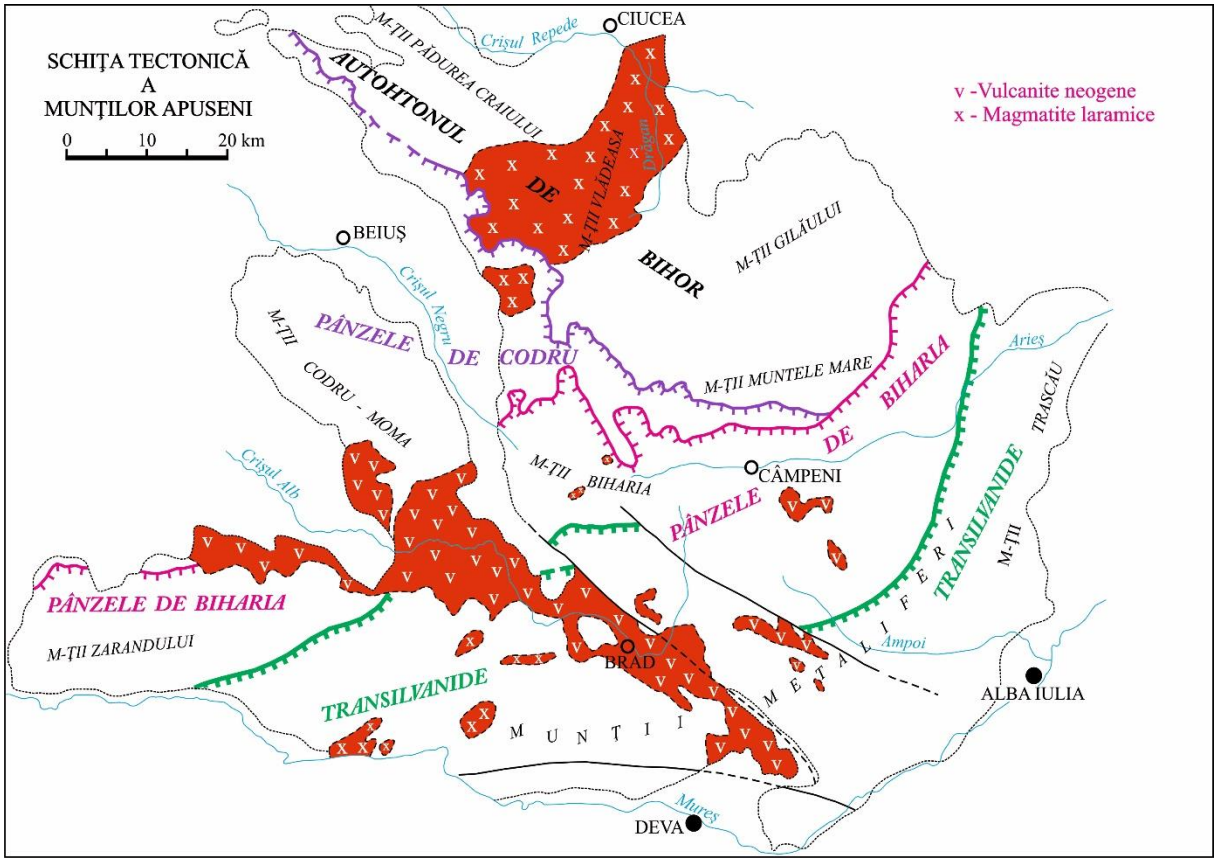

CIUCEA
Crişul Repede
M-ŢII PĂDUREA CRAIULUI
0 10 20 km
M-ŢII VLĂDEASA
Drăgan
M-ŢII GILĂULUI
BEIUŞ
Crişul Negru
M-ŢII CODRU - MOMA
M-ŢII MUNTELE MARE
Arieş
TRASCĂU
M-ŢII BIHARIA
CÂMPENI
Crişul Alb
M-ŢII METALIFERI
M-ŢII ZARANDULUI
BRAD
Ampoi
ALBA IULIA
MUNŢII
Mureş
DEVA


CIUCEA
Crişul Repede
M-ŢII PĂDUREA CRAIULUI
AUTOHTONUL
0 10 20 km
DE
M-ŢII VLĂDEASA
Drăgan
BIHOR
M-ŢII GILĂULUI
BEIUŞ
Crişul Negru
PÂNZELE
DE
CODRU
M-ŢII CODRU - MOMA
M-ŢII MUNTELE MARE
Arieş
TRASCĂU
M-ŢII BIHARIA
CÂMPENI
Crişul Alb
M-ŢII METALIFERI
M-ŢII ZARANDULUI
BRAD
Ampoi
ALBA IULIA
MUNŢII
Mureş
DEVA


CIUCEA
Crişul Repede
M-ŢII PĂDUREA CRAIULUI
AUTOHTONUL
DE
BIHOR
M-ŢII VLĂDEASA
Drăgan
M-ŢII GILĂULUI
0 10 20 km
BEIUŞ
Crişul Negru
PÂNZELE
DE
CODRU
M-ŢII
CODRU - MOMA
M-ŢII MUNTELE MARE
PÂNZELE DE BIHARIA
Arieş
TRASCĂU
M-ŢII
BIHARIA
CÂMPENI
Crişul Alb
PÂNZELE DE BIHARIA
M-ŢII ZARANDULUI
BRAD
Ampoi
ALBA IULIA
M U N Ţ I I M E T A L I F E R I
Mureş
DEVA


CIUCEA
Crişul Repede
M-ŢII PĂDUREA CRAIULUI
AUTOHTONUL
DE
BIHOR
M-ŢII VLĂDEASA
Drăgan
M-ŢII GILĂULUI
0 10 20 km
BEIUŞ
Crişul Negru
PÂNZELE
DE
CODRU
M-ŢII
CODRU - MOMA
M-ŢII MUNTELE MARE
PÂNZELE DE BIHARIA
Arieş
TRASCĂU
M-ŢII
BIHARIA
CÂMPENI
Crişul Alb
PÂNZELE
TRANSILVANIDE
PÂNZELE DE BIHARIA
M-ŢII ZARANDULUI
BRAD
Ampoi
ALBA IULIA
TRANSILVANIDE
M U N Ţ I I M E T A L I F E R I
Mureş
DEVA


CIUCEA
Crişul Repede
M-ŢII PĂDUREA CRAIULUI
AUTOHTONUL
DE
BIHOR
M-ŢII VLĂDEASA
Dragan
M-ŢII GILĂULUI
0 10 20 km
BEIUŞ
Crişul Negru
PÂNZELE DE CODRU
M-ŢII CODRU - MOMA
M-ŢII MUNTELE MARE
PÂNZELE DE BIHARIA
Arieş
TRASCĂU
M-ŢII BIHARIA
CÂMPENI
Crişul Alb
PÂNZELE
TRANSILVANIDE
METALIFERI
M-ŢII
PÂNZELE DE BIHARIA
M-ŢII ZARANDULUI
Ampoi
BRAD
ALBA IULIA
TRANSILVANIDE
MUNŢII
Mureş
DEVA


SCHIŢA TECTONICĂ
A
MUNŢILOR APUSENI
0 10 20 km
v -Vulcanite neogene
x - Magmatite laramice
CIUCEA
Crişul Repede
M-ŢII PĂDUREA CRAIULUI
AUTOHTONUL
DE
BIHOR
M-ŢII VLĂDEASA
Dragan
M-ŢII GILĂULUI
BEIUŞ
Crişul Negru
PÂNZELE DE CODRU
M-ŢII CODRU - MOMA
M-ŢII MUNTELE MARE
PÂNZELE DE BIHARIA
Arieş
TRASCĂU
M-ŢII BIHARIA
CÂMPENI
Crişul Alb
PÂNZELE
TRANSILVANIDE
METALIFERI
M-ŢII
PÂNZELE DE BIHARIA
M-ŢII ZARANDULUI
Ampoi
BRAD
ALBA IULIA
TRANSILVANIDE
MUNŢII
Mureş
DEVA

SEDIMENTARUL APUSENILOR NORDICI (SIALICI)

APUSENII NORDICI (sialici) **Relieful:** M-ții Plopiș, Mezeș, Gilău, Bihor, Vlădeasa, Pădurea Craiului, Codru Moma și Zarand						
Vârsta				*Autohtonul de Bihor*	*Pânzele de Codru*	*Pânzele de Biharia*
Mz	Cretacic		Cuvertura sedimentară	Formațiune grezo-argiloasă / Formațiune detritică		Exondare
	Jurasic	Malm		Calcare și dolomite Calcare recifale (Platoul Vașcău)		Exondare
		Dogger				
		Liasic				
	Trias.			Conglomerate, varietăți de calcare, dolomite și roci grafitoase		Exondare
Pz	Perm.			Roci epiclastice cu roci piroclastice		Conglomerate Roci vulcanogen-sedimentare
P-Pz	Fundament metamorfic, cu intruziuni de corpuri magmatice, calcare cristaline și dolomite					

2. SEDIMENTARUL APUSENILOR SUDICI (SIMATICI)

APUSENII SUDICI (simatici)				
Vârsta				M-ții Trascăului, Metaliferi și Drocea
Mz	Cretacic		Cuvertura sedimentară	Facies de wildflisch. Suită ritmică de gresii calcaroase și marne. Platformă carbonatică extinsă.
	Jurasic	Malm		Faciesurilor de mare adâncă, cu calcare fin granulare, amonitice și marne Calcare de facies recifal - calcarele de Stramberg
P-Pz	Fundament metamorfic, cu intruziuni de corpuri magmatice			

V. BAZINELE MOLASICE POSTTECTONICE

[(Notă: Material privitor la acest subcapitol a fost preluat din Mutihac et al. (2003) (Geologia României – manual)**]**

DEPRESIUNILE INTERNE ŞI ZONELE ADIACENTE

În domeniul de cutare alpină, unităţile carpatice delimitează între ele suprafeţe întinse cu aspect depresionar, care, din punct de vedere geologic, au o structură net diferită de aceea a zonelor montane (v. planşa I). În cadrul geostructural general al domeniului alpin, acestea alcătuiesc depresiunile interne. În spaţiul Orogenului Carpato-Balcanic se delimitează două asemenea depresiuni: Depresiunea Pannonică şi Depresiunea Transilvaniei. Dintre acestea, prima atinge teritoriul ţării noastre, în timp ce Depresiunea Transilvaniei se înscrie integral între ramurile Carpaţilor româneşti.

Depresiunile interne s-au individualizat şi au evoluat ca atare după paroxismul laramic din Neocretacicul târziu.

După mişcările stirice vechi, începând din Badenian, apele mării care ocupau depresiunile interne şi, în primul rând, Depresiunea Pannonică, s-au extins şi peste zonele marginale mai coborâte ale edificiilor muntoase limitrofe, mai ales ale Munţilor Apuseni, zone care în continuare au evoluat ca bazine de sedimentare, în comun cu Depresiunea Pannonică. Geostructural însă, aceste zone nu aparţin Depresiunii Pannonice, ci se individualizează ca depresiuni adiacente. Elementul distinctiv îl constituie structura fundamentului care, pentru aceste depresiuni, este cutat în ciclul alpin, spre deosebire de acela al depresiunilor interne care este un fundament stabil (de tip masiv median) neafectat de cutările alpine.

Un alt eveniment important în urma căruia depresiunile interne, în primul rând Depresiunea Pannonică împreună cu zonele adiacente au avut o evoluţie particulară, s-a petrecut în Miocenul mediu când întreg edificiul carpatic a suferit o ridicare. Prin aceasta, depresiunile interne au pierdut legăturile cu marea deschisă (extracarpatică). Astfel, începând din Basarabianul târziu, acestea au evoluat independent de bazinul extracarpatic; fie că au devenit temporar arii emerse, fie că în bazinul de sedimentare s-au creat condiţii deosebite. În cel de-al doilea caz, acumulările au primit trăsături lito- şi biofaciale particulare caracterizâdu-se printr-o pronunţată monotonie litofacială şi prin dezvoltarea unor faune endemice. Acest ansamblu de depozite, care nu poate fi corelat riguros cu ceea ce se găseşte la exteriorul Carpaţilor, a fost desemnat sub numele de „Pannonian"; însă limitele acestuia în scara cronostratigrafică nu au putut fi stabilite cu certitudine. În asemenea situaţie este mai potrivit să fie considerat un facies, reprezentând *Faciesul Panonic al Sarmato-Pliocenului.*

1. DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Ca unitate geostructurală, Depresiunea Transilvaniei este delimitată de cele trei ramuri ale Carpaţilor româneşti (Carpaţii Orientali, Carpaţii Meridionali şi Munţii Apuseni). Deşi pe harta tectonică a României (de I. Dumitrescu, M. Săndulescu et al. 1962), aceasta este restrânsă la partea central-estică a spaţiului transilvan, în lucrările recente s-a revenit şi depresiunea este tratată în înţelesul larg, acela de spaţiul dintre cele trei ramuri carpatice (fig. 73).

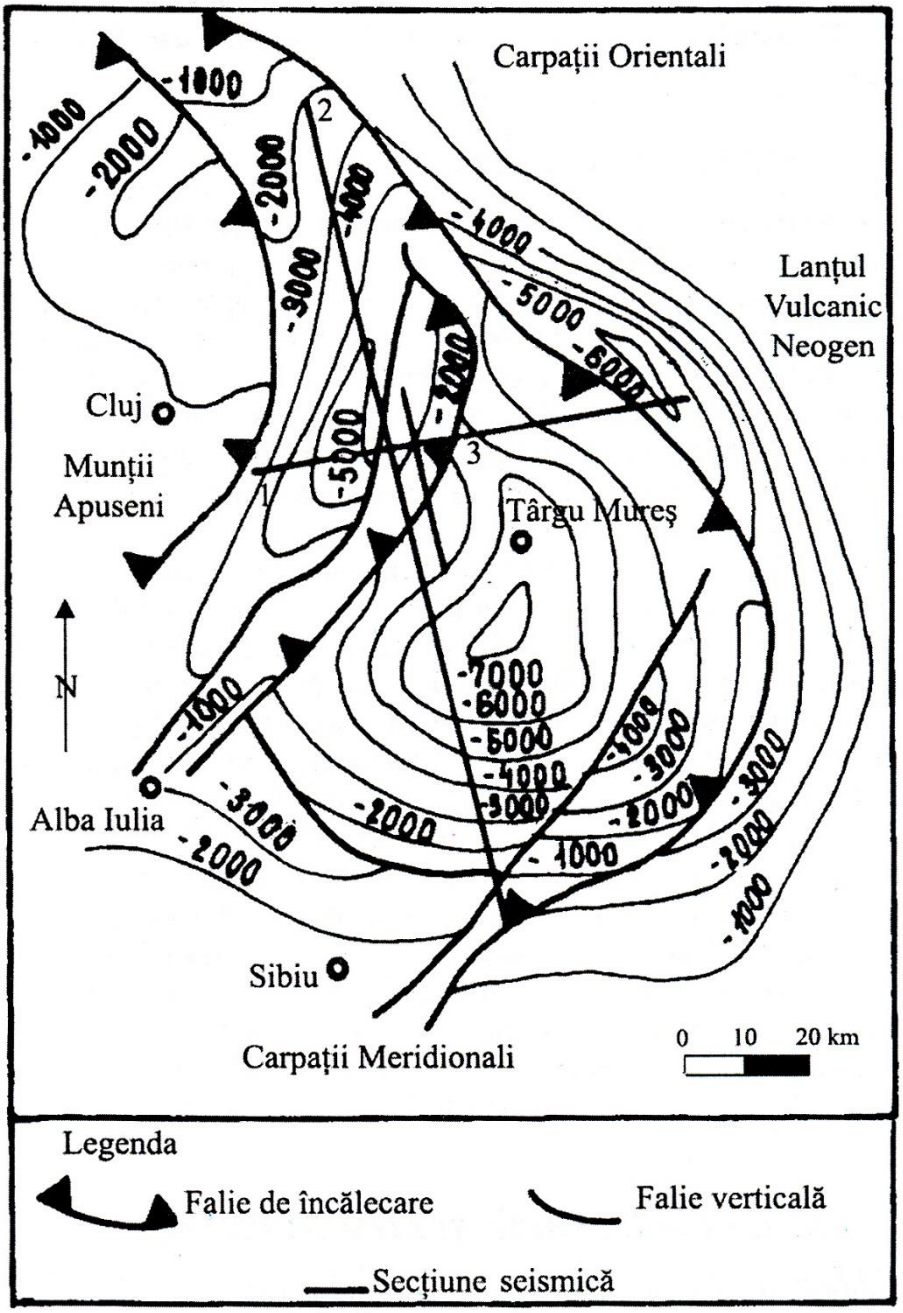


Fig. 73. Harta izobatică (în m) a spaţiului transilvan la suprafaţa soclului cristalin
(din D. Ciulavu, 1998) 1, 2, 3 - localizarea secţiunilor seismice

Din punct de vedere geomorfologic, Depresiunea Transilvaniei se prezintă cu relief de podiş în partea nord-vestică şi cu relief colinar sau de câmpie în partea central-sudică. Depresiunea este străbătută, prin partea ei centrală, de Mureş cu afluenţii principali, cele două Târnave şi Ampoiul, iar în partea nordică, de Someş (v. planşa I).

În cunoaşterea geologiei Depresiunii Transilvaniei, la lucrările clasice ale lui K. Hofmann şi A. Koch se adaugă lucrările lui Gr. Răileanu, I. Dumitrescu, E. Saulea, N. Meszaroş, N. Şuraru, Gh. Bombiţă, Gh. Popescu, A. Rusu, I. Mârza şi altii, precum şi lucrările de detaliu şi corelarea datelor din foraje întreprinse de A. Vancea şi D. Ciupagea. Investigaţiile geofizice întreprinse de Şt. Airinei, J. Gavăt, M. Visarion, M. Săndulescu, C. Boucker etc. au adus date importante mai ales în ceea ce priveşte fundamentul.

1.1. STRUCTURA GEOLOGICĂ

În acceptul că Orogenul Carpato-Balcanic a rezultat din evoluţia celor patru paleozone de rift (transilvană, central-carpatică, vest-carpatică şi transcarpatică), spaţiul transilvan, până spre sfârşitul Jurasicului mediu, aparţinea şi evolua în cadrul Microplăcii Transilvano-Pannonice. Individualizarea ca bloc transilvan s-a produs după apariţia riftului sud-apusean (vest-carpatic) care a dus la divizarea Microplăcii Transilvano-Pannonice într-un bloc transilvan şi altul panonic (V. Mutihac, 1988). În această situaţie, din punct de vedere geodinamic, spaţiul transilvan a evoluat şi s-a comportat ca un bloc relativ rigid care nu a mai suferit deformări plicative, ci numai mişcări de rotire şi deformări rupturale.

La rândul său, fundamentul transilvan era compartimentat în mai multe blocuri, unele ridicate, altele coborâte, separate prin falii verticale sau inverse. Datele din foraje, dar şi rezultatele investigaţiilor geofizice, inclusiv cele seismice nu atestă ideea continuării structurilor carpatice limitrofe în fundamentul Depresiunii Transilvaniei, iar unele chiar contravin unei atare interpretări. Faptul că în zona apexului anomaliei centrale de maxim gravimetric de pe aliniamentul Stupini-Pogăceaua-Band, la adâncimea de 3 200 m, forajele au intrat în şisturi cristaline, nu este de natură să confirme ipoteza amintită (fig. 74). Este drept că într-un foraj situat mai spre sud/sud-est în zona Mediaş, la adâncimea de 1 700 m, s-au traversat calcare jurasice din care s-a intrat în vulcanite bazice, presupuse similare celor din Munţii Apuseni de Sud. Aceasta înseamnă fie că apele mării terţiare din Bazinul Transilvaniei în această parte au înaintat mai mult peste zonele de margine ale structurilor carpatice, fie că în partea centrală a spaţiului transilvan s-a format o zonă depresionară de tip graben-rift în care s-a produs şi o activitate vulcanică bazică. Cert este că fundamentul Depresiunii Transilvaniei şi-a păstrat o rigiditate relativă având un comportament de tip masiv median.

1.1.1. STRATIGRAFIE ŞI LITOFACIESURI

Ca urmare a evoluţiei conform modelului prezentat, în structura spaţiului transilvan se disting *un fundament preterţiar,* alcătuit dintr-un soclu cristalin cu o cuvertură sedimentară mezozoică, şi *formaţiunile terţiare* proprii Depresiunii Transilvaniei (fig. 75).

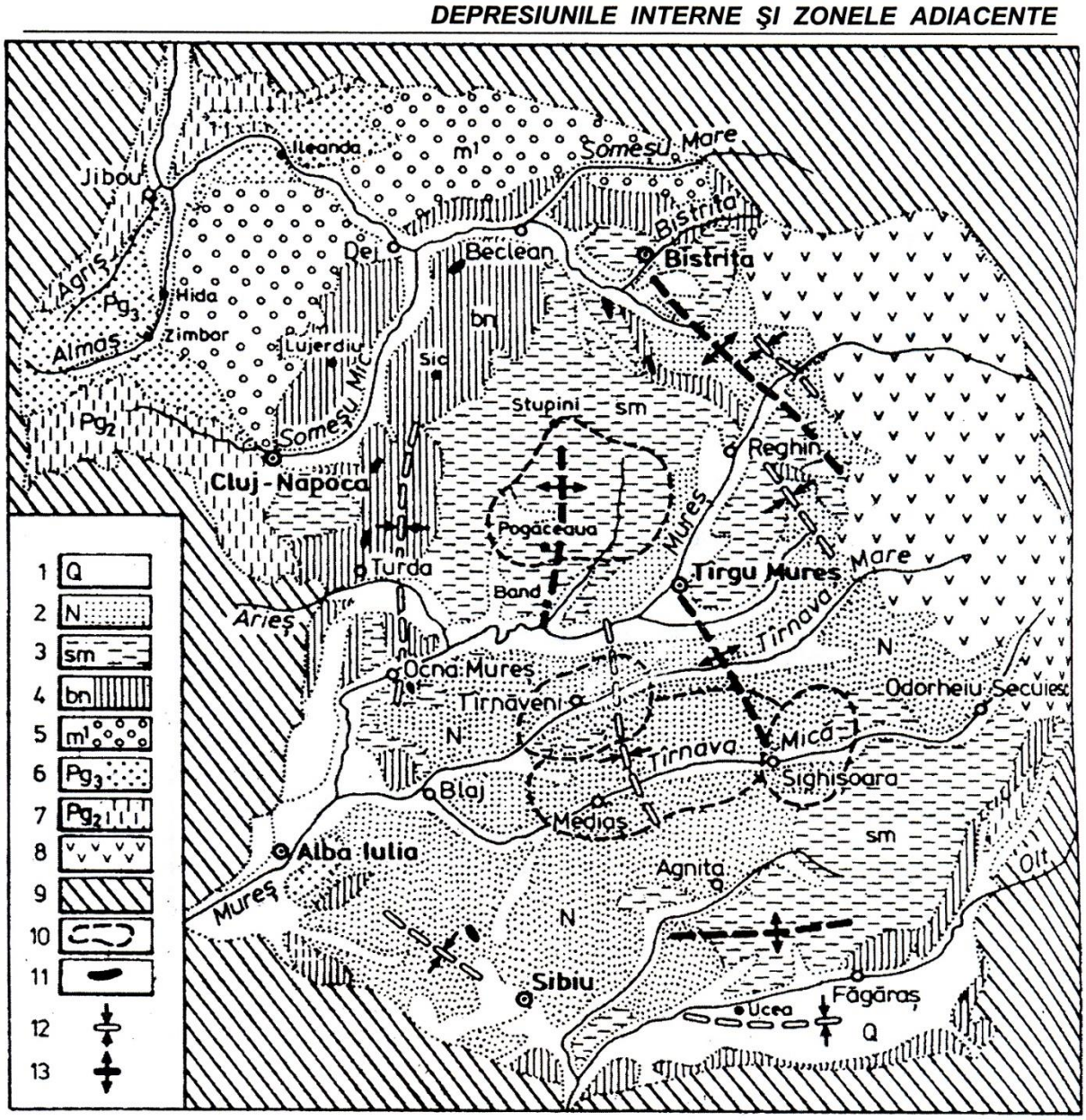


Fig.74. Harta geologică a Depresiunii Transilvaniei:
1 - Cuaternar; 2 - Pliocen; 3 - Sarmaţian; 4 - Badenian; 5 - Acvitanian-Burdigalian; 6 - Oligocen; 7 - Eocen; 8 - vulcanite neogene; 9 - unităţi carpatice limitrofe; 10 - câmpuri de domuri gazeifere; 11 - masive de sare; 12 - structuri depresionare;13 - zone de ridicare

a. Fundamentul preterţiar

În mod firesc, formaţiunile premezojurasice şi, în general, cuvertura sedimentară a soclului se presupune a fi întrucâtva similară sedimentarului din Munţii Apuseni de Nord, deoarece, în epocile respective, ambele zone aparţineau Microplăcii Transilvano-Panonice.

Soclul cristalin în spaţiul transilvan a fost întâlnit în câteva foraje. Astfel, la Pogăceaua, şisturile cristaline au fost atinse la adâncimea de 3 200 m, unde sunt reprezentate prin mezometamorfite. Spre nord-vest, soclul cristalin se ridică pe aliniamentul Sic-Lujerdiu-Dârja, iar mai departe, pe aliniamentul Mezeş-Preluca cristalinul apare la zi sub forma unor horsturi la Bâcu, în Măgura Şimleului etc.

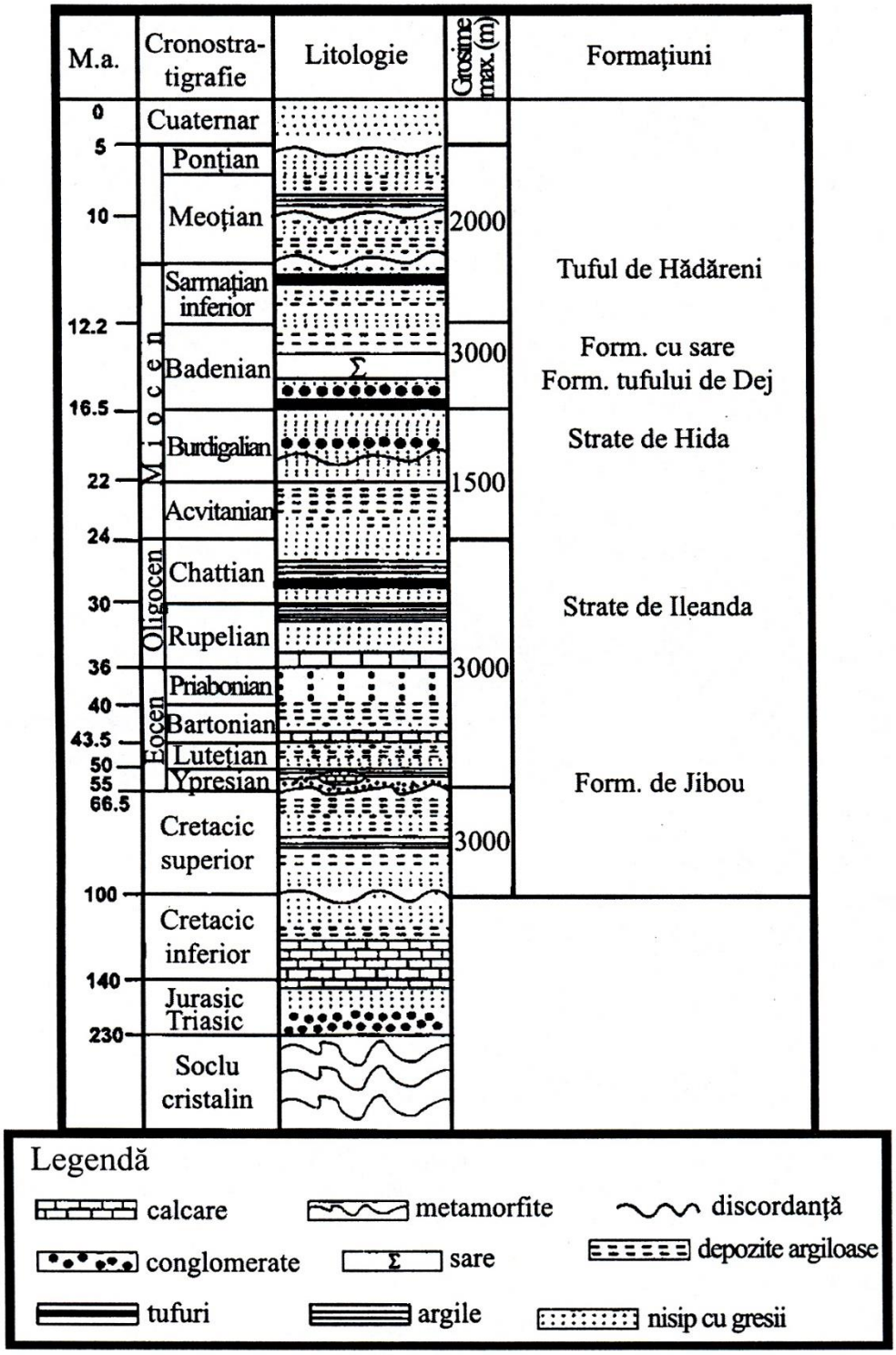


Fig. 75. Coloană stratigrafică sintetică în Depresiunea Transilvaniei
(din D. Ciulavu, 1998)

(v. planşa III). Şi aici, cristalinul este reprezentat prin micaşisturi cu granaţi, paragnaise, amfibolite etc. În general, cristalinul aparţine mai multor cicluri ca şi acela din unităţile carpatice, însă, spre deosebire de acestea din urmă, cristalinul din spaţiul transilvan nu a fost afectat de cutările din ciclul alpin. În ciclul alpin, soclul cristalin

transilvan a suferit doar deformări rupturale. Din acest punct de vedere se prezintă compartimentat în mai multe blocuri deplasate pe verticală, dând structuri de tip graben-horst, astfel încât morfologia suprafeţei soclului este foarte variată (v. fig. 73). Prin investigaţii geofizice, ca blocuri ridicate au fost puse în evidenţă ridicările (horsturile): Stupini-Pogăceaua-Band, Târgu Mureş-Sighişoara, Ilimbav-Rotbav etc., iar ca zone depresionare (grabene): Depresiunea Târnavelor, Depresiunea Ocna Mureş-Beudiu, Daia Română-Şura Mare etc. (v. fig. 74).

Cuvertura sedimentară. Aceasta acoperă soclul cristalin şi este atribuită intervalului Triasic-Cretacic, însă pe baze paleontologice este argumentată doar prezenţa Apţianului şi a Neocreticului (fig. 76). Succesiunea completă a cuverturii sedimentare se presupune a se găsi în zonele coborâte, cum ar fi Depresiunea Târnavelor, însă aceasta nu a putut fi verificată deoarece se găseşte la mare adâncime.

Triasicul a fost atins în zonele de margine (la Ucea şi Agnita) la circa 1 000 m adâncime, fiind reprezentat prin conglomerate roşiatice, dolomite şi marnocalcare.

Jurasicul include calcare compacte ca acelea întâlnite prin foraje pe aliniamentul Stupini-Pogăceaua-Band.

Cretacicul inferior ar fi reprezentat prin marne negricioase şi argile roşii cu intercalaţii de gresii şi conglomerate de vârstă baremiană care, la Agnita şi Band, se dispun direct peste soclul cristalin. Se presupune că Neocomianul corespunde unei discontinuităţi în sedimentare. Depozitele baremiene suportă calcare cu *Orbitolina lenticularis, O.discoidea, O.conoidea* etc. indicând Apţianul. Depozitele eocretacice au o răspândire mai largă decât cele jurasice.

b. Formaţiunile depresiunii

Spaţiul transilvan a început să evolueze ca bazin de acumulare intermontan la sfârşitul Cretacicului, mai exact după desăvârşirea paroxismului laramic timpuriu. Apele mării paleogene nu acopereau tot spaţiul transilvan, astfel că o parte a acestuia a evoluat ca arie emersă până în Miocenul mediu. Dovada este oferită de faptul că depozitele paleogene şi eomiocene nu se găsesc pe tot întinsul depresiunii. Acestea lipsesc în partea central sud-estică (fig. 77), unde forajele au pătruns din depozitele miocene direct în formaţiunile fundamentului. Aceasta dovedeşte că în evoluţia terţiară a spaţiului transilvan se disting două etape: una care s-a desfăşurat în Paleogen

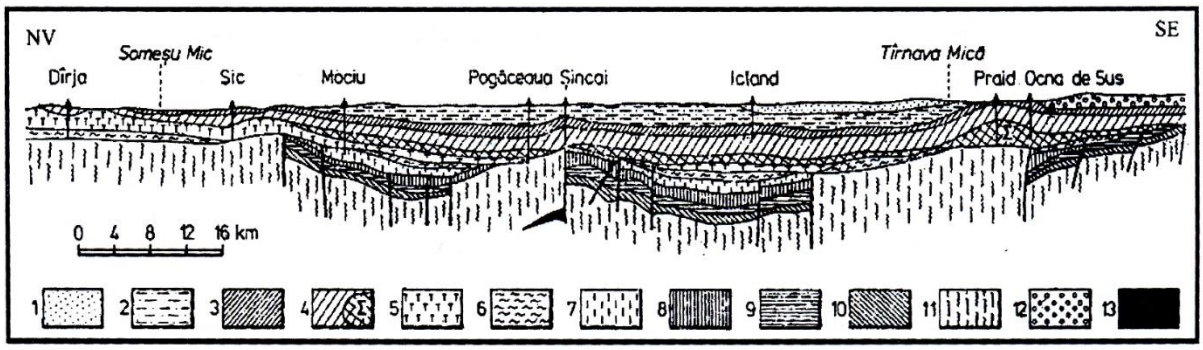


Fig. 76. Secţiune geologică prin Depresiunea Transilvaniei *(din V.Mutihac,1990): 1 - Pleistocen; 2 - Sarmaţian; 3 - Buglovian; 4 - Badenian (Formaţiunea cu sare; 5 - Miocen inf.; 6 - Paleogen; 7 - Cretacic sup.; 8 - Cretacic inf.; 9 - Jurasic; 10 - Triasic; 11 - şisturi cristaline; 12 - aglomerate vulcanice neogene; 13 - bazalte*

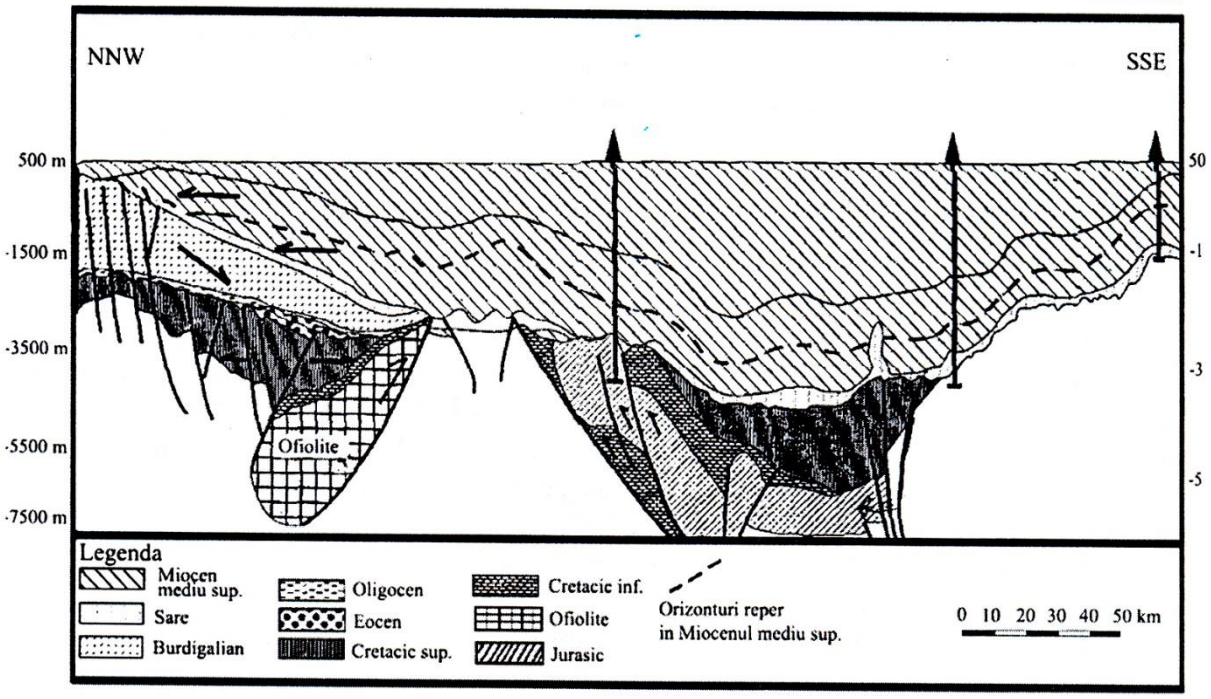


Fig. 77. Secțiune NNV-SSE prin Depresiunea Transilvaniei pe date seismice şi de foraj *(din D. Ciulavu, 1998, v. fig. 73)*

şi Eomiocen, când partea nord-vestică a spațiului transilvan a evoluat ca şelf, în timp ce partea central/sud-estică funcționa ca arie emersă şi o a doua etapă care a început în Badenian, când partea central/sud-estică a devenit bazin de sedimentare cu o subsidență foarte activă.

Paleogenul. Depozitele paleogene au dezvoltarea completă în nord-vestul depresiunii şi poartă amprenta mişcărilor de basculare pe verticală la care a fost supus fundamentul având tendința de continentalizare. Aceasta se reflectă în alternanța pe verticală a depozitelor de tip continental, cu depozite de facies marin. A avut loc, de asemenea, o importantă schimbare laterală de faciesuri a căror corelare adesea este anevoioasă din cauza lipsei unor repere sigure, deoarece fauna fosilă, deşi foarte bogată, este o faună legată de facies, lipsită, în general, de valoare cronostratigrafică. De aceea, diversele entități litofaciale au fost desemnate sub denumiri locale (fig. 78).

Eocenul include un complex lagunar-continental inferior (Formațiunea de Jibou) alcătuit din conglomerate, argile roşii (argilele vărgate inferioare) şi evaporite (gipsurile inferioare), urmat de o suită marină inferioară constituită din marne (de Căpuşu, de Mortănuşa) care suportă calcare (de Leghia). Succesiunea stratigrafică se repetă printr-un complex lagunar-continental superior (argilele vărgate superioare, gipsurile superioare), urmat de o formațiune marină superioară reprezentată prin calcare (de Cluj), marne (de Brebi) şi se încheie prin Formațiunea de Hoia reprezentată prin marne şi calcare recifale, aceasta din urmă revenind Oligocenului.

Oligocenul debutează cu ultima secvență a formațiunii marine superioare (Formațiunea de Hoia), după care se dezvoltă depozite de facies lagunar-continental reprezentate prin gresii şi argile cu episoade calcaroase şi strate de cărbuni (Strate de Mera, Strate de Ticu, Strate de Cetate) şi se încheie cu gresii silicioase cu cărbuni (Formațiunea de Zimbor).

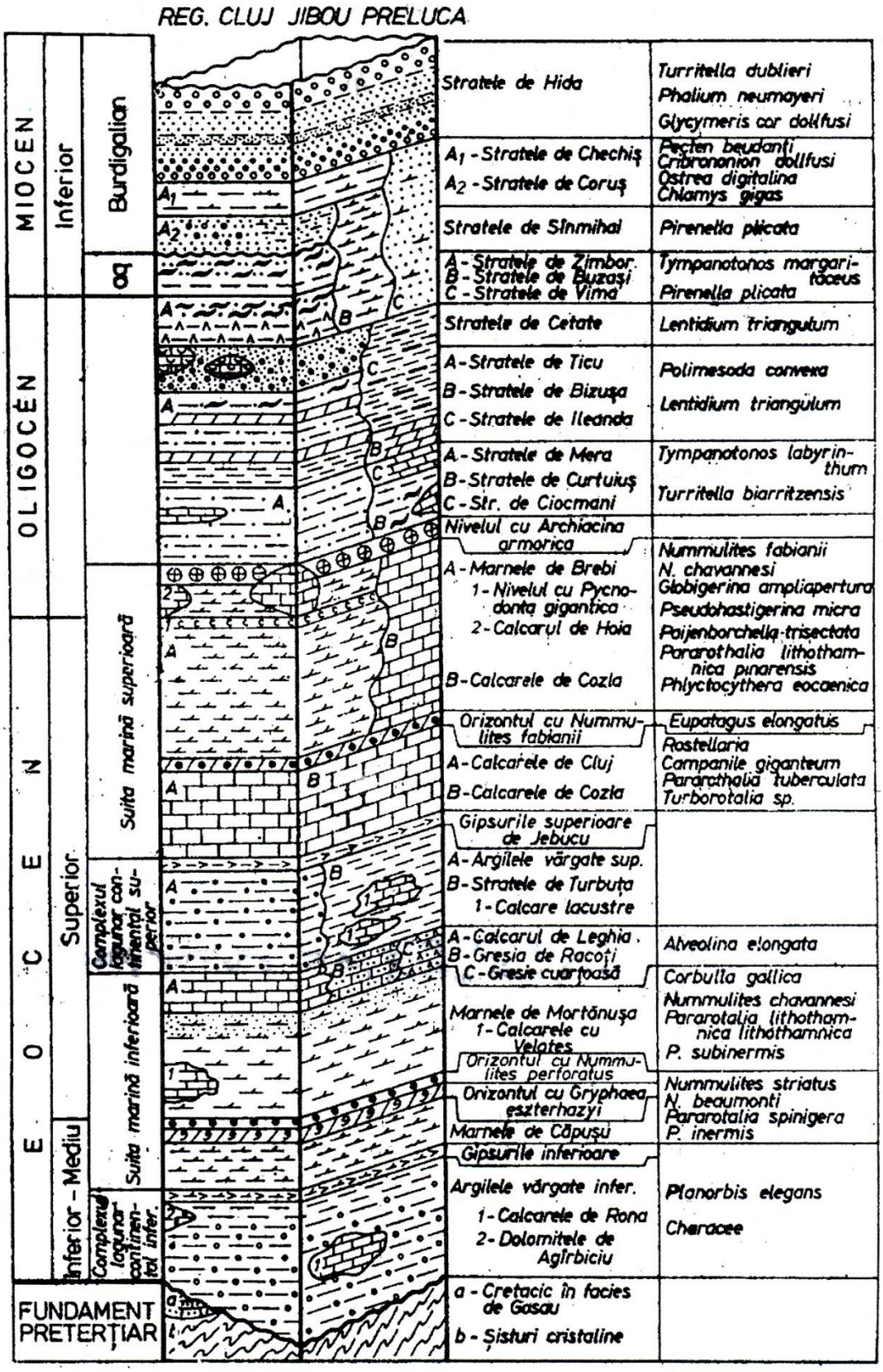


Fig. 78. Coloane stratigrafice pentru Paleogenul şi Miocenul inferior din Depresiunea Transilvaniei

Miocenul inferior include în bază depozite argiloase-grezoase care revin Acvitanianului cu care se încheie ciclul de sedimentare început în Paleogen.

Burdigalianul este transgresiv şi debutează prin prundişuri, conglomerate şi gresii (Stratele de Coruş), umate de depozite argiloase (Stratele de Chechiş). Burdigalianul şi totodată prima etapă din evoluţia Depresiunii Transilvaniei se încheie cu o formaţiune grezoasă-conglomeratică şi subordonat argiloasă (Formaţiunea de Hida) având o grosime de câteva sute de metri şi o extindere mare (v. figurile 74 şi 78).

Depozitele paleogene şi eomiocene descrise îşi au dezvoltarea cea mai largă începând din zona Cluj-Napoca până în Valea Almaşului. Din zona localităţii Jibou de pe valea Someşului spre nord până în zona Preluca au avut loc unele schimbări laterale de facies. Diversele varietăţi litofaciale au fost, de asemenea, descrise cu denumiri locale: Strate de Turbuţa, de Ileanda, de Vima etc. (v. fig. 78).

Badenianul include o parte din Formaţiunea de Hida subiacentă urmată de depozite piroclastice. Acestea marchează debutul celei de a doua etape din evoluţia Depresiunii Transilvaniei şi corespund cu începutul activităţii vulcanice neogene. Materialul piroclastic a generat o formaţiune bine individualizată, alcătuind formaţiunea tufurilor şi marnelor cu globigerine, similară aceleia din molasa Carpaţilor Orientali. Principalul orizont de tufuri poartă numele de tuful de Dej. În jurul acestei localităţi, tuful are cea mai mare grosime şi o dezvoltare tipică, recunoscându-se uşor după culoarea verde. În continuitate de sedimentare urmează formaţiunea cu sare, formaţiunea şisturilor cu radiolari şi formaţiunea marnelor cu *Spiratella* cu care se încheie suita badeniană. Depozitele badeniene aflorează de jur-împrejurul centrului Depresiunii Transilvaniei, având o mai largă dezvoltare în partea vestică (v. fig. 74).

Sarmaţianul urmează în continuitate de sedimentare peste marnele cu *Spiratella* şi debutează cu un nivel de tufite, denumit Tuful de Borşa. Acesta este urmat de o suită monotonă argiloasă, în grosime de 1 500 m, din care se cunoaşte o faună cu *Abra reflexa, Mactra podolica, Elphidium granosum* etc. şi se încheie cu un nivel de tufite (Tuful de Hădăreni) care conţine *Elphidium crespinae.* Conţinutul paleontologic indică vârsta volhinian-basarabiană inferioară a depozitelor de deasupra Tufului de Borşa. Depozitele sarmaţiene ocupă centrul depresiunii la nord de Mureş (v. fig. 74).

Meoţian-Ponţianul urmează peste tuful cu *Elphidium crespinae* şi include, de asemenea, o suită monotonă argilo-nisipoasă. Aceasta debutează cu o secvenţă marnoasă de câteva zeci de metri grosime care are la partea superioară un nivel de tufite denumit Tuful de Bazna. Depozitele subjacente acestui tufit conţin ostracode printre care *Cyprideis heterostigma* indcativă pentru Meoţian. Depozitele de deasupra Tufului de Bazna, care pot atinge sute de metri grosime, conţin o faună de congerii printre care *Congeria partschi, C. rumana* etc. şi *Valenncienius reusi* care indică Ponţianul.

De reţinut este faptul că în Depresiunea Transilvaniei nu există indicii care să ateste prezenţa Basarabianului superior şi a Kersonianului. Faptul că peste Basarabianul inferior urmează Meoţianul, în mod firesc, duce la concluzia că în Depresiunea Transilvaniei, Basarabianului superior şi Kersonianului le corespunde o

lacună stratigrafică. Cu alte cuvinte, depozitele corespunzătoare a ceea ce în Depresiunea Pannonică s-a denumit Pannonian, în Depresiunea Transilvaniei lipsesc.

Cu depozitele meoţian-ponţiene, care ocupă centrul depresiunii de la sud de Mureş, se încheie suita depozitelor Depresiunii Transilvaniei.

1.2. EVOLUŢIE ŞI TECTOGENEZĂ

În interpretarea datelor şi elaborarea unui model privind evoluţia spaţiului transilvan trebuie avute în vedere două aspecte, şi anume:

- un prim aspect are în vedere elementele oferite de zonele din afara spaţiului transilvan, dar limitrofe acestuia;
- un al doilea aspect priveşte elementele oferite de structura proprie a spaţiului transilvan.

Analizând situaţia geostructurală a zonelor limitrofe spaţiului transilvan, respectiv cele trei ramuri ale Carpaţilor româneşti, este cât se poate de evident că structurile acestora nu sunt şi nu au fost orientate spre spaţiul transilvan, indiferent de configuraţia paleostructurală din etapa la care s-ar face referire. Dimpotrivă, structurile carpatice ocolesc şi mulează un bloc mai rigid. Nici chiar structurile Munţilor Apuseni de Sud care, iniţial, au o orientare vest-est, începând din zona văii Ampoiului, structurile se orientează spre nord-est apropiindu-se de direcţia nord-sud şi chiar nord-vest/sud-est (v. planşa XXVI). Aşadar, pe sub formaţiunile depresiunii, structurile sud-apusene nu se întind prea mult spre est şi nu depăşesc aliniamentul Band-Pogăceaua. Este evident că structurile Munţilor Apuseni execută o curbură ce pare o replică a curburii Carpaţilor Orientali. Acest fapt sugerează că atât structurile est-carpatice, cât şi cele ale Munţilor Apuseni, în dinamica lor, au întâmpinat o rezistenţă din partea unei structuri mai rigide, situată în spaţiul transilvan, care nu putea fi decât blocul transilvan cu rol de masiv median. În sprijinul acestui mod de interpretare pot fi invocate şi vergenţele contrarii din segmentele carpatice (nord/nord-estice în Carpaţii Orientali, sudice în Carpaţii Meridionali, nord/nord-vestice în Munţii Apuseni).

Spaţiul transilvan propriu-zis s-a individualizat ca unitate geostructurală după apariţia riftului vest-carpatic (sud-apusean) spre sfârşitul Jurasicului mediu şi care a evoluat independent ca zonă de rift intramicroplacă. Aceasta nu poate fi interpretată ca o continuare a zonei, respectiv a suturii Vardarului care a evoluat din Triasic, astfel încât ideea unei zone de rift Vardar-Mureş nu pare viabilă.

Blocul transilvan a moştenit un aranjament tectonic prealpin constând într-un sistem de blocuri deplasate diferenţiat pe verticală şi separate între ele prin falii verticale sau inverse cu înclinări mari, astfel încât au generat structuri de tip horsturi şi grabene (fig. 79, v. fig. 77). Aceste structuri, sub influenţa proceselor tectonice ce aveau loc în zonele carpatice limitrofe, au fost reactivate, amplificate şi eventual inversate în ciclul alpin. În procesul de sedimentare acest fapt se reflectă în grosimea foarte diferită a cuverturii sedimentare de la o zonă la alta şi prezenţa faliilor de vârste diferite.

Principala structură de graben a funcţionat în partea centrală a spaţiului transilvan (în zona Târnavelor), unde se apreciază că soclul cristalin s-ar găsi la 7 000 m adâncime, şi unde ar fi suita cea mai completă a sedimentarului, deşi forajele

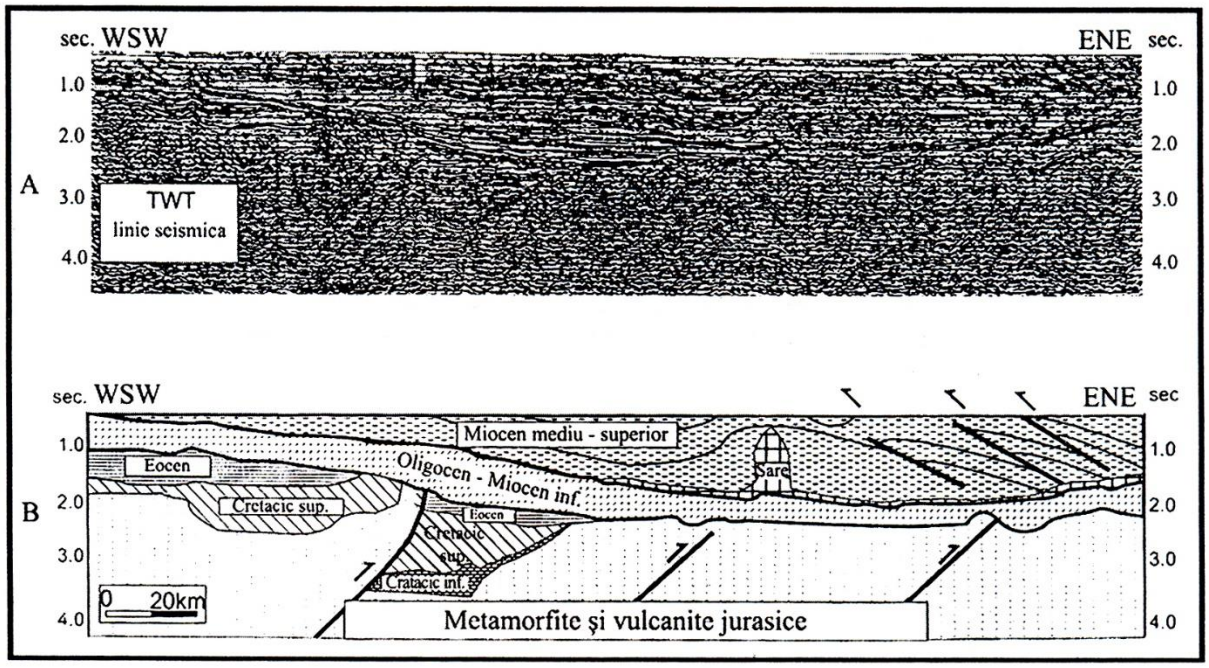


Fig. 79. Secţiune VSV-ENE prin Depresiunea Transilvaniei *(din D. Ciulavu, 1998, v. fig. 73): A - imagine seismică; B - interpretarea geologică*

care au ajuns la peste 5 000 m s-au oprit în depozite neocretacice (v. fig. 76). Grabenul Târnavelor pare să fi avut o evoluţie mai complexă ajungând la stadiul de graben-rift în care a avu loc şi o activitate vulcanică bazică. Forajul recent de la Mediaş, care la 1 700 m adâncime a întâlnit roci bazice, sugerează o atare interpretare.

Ridicarea (horstul) cea mai importantă în partea centrală este aliniamentul Stupini-Pogăceaua-Band care mărgineşte spre vest Depresiunea, în care, la adâncimea de 3 200 m s-au întâlnit şisturi cristaline. Despre caracterul complex al grabenului Târnavelor vorbeşte şi această denivelare majoră. În restul spaţiului transilvan se întâlnesc mai multe asemenea structuri ridicate, mai frecvente în zonele de margine şi spre nord-vest, care sunt separate prin structuri de tip graben (v. fig. 77).

Alternanţa horst-graben şi faliile aproape verticale nu sugerează un aranjament în pânze de şariaj, aşa cum se presupune în unele interpretări, ci evidenţiază caracterul de tectonică în blocuri specifică ariilor rigide, dar instabile.

Investigaţiile seismice (G. Broucker, 1998) şi studiile de paleostress (D. Ciulavu, 1998) au arătat că şi în epocile postlaramice, Bazinul Transilvaniei a fost sub influenţa şi afectat de procesele tectonice care se desfăşurau în zonele carpatice labile din vecinătate. Acestea, pe fondul unui aranjament tectonic ruptural, au determinat tensiuni şi compresiuni care au generat diferite tipuri de deformări rupturale, ca: falii verticale, falii inverse cu încălecare, falii de alunecare etc., astfel încât, în ansamblul aranjamentului tectonic se recunosc mai multe sisteme de falii de vârstă diferită (fig. 80). Cel mai bine cercetat, din acest punct de vedere, este sectorul transilvan central, respectiv Depresiunea Târnavelor.

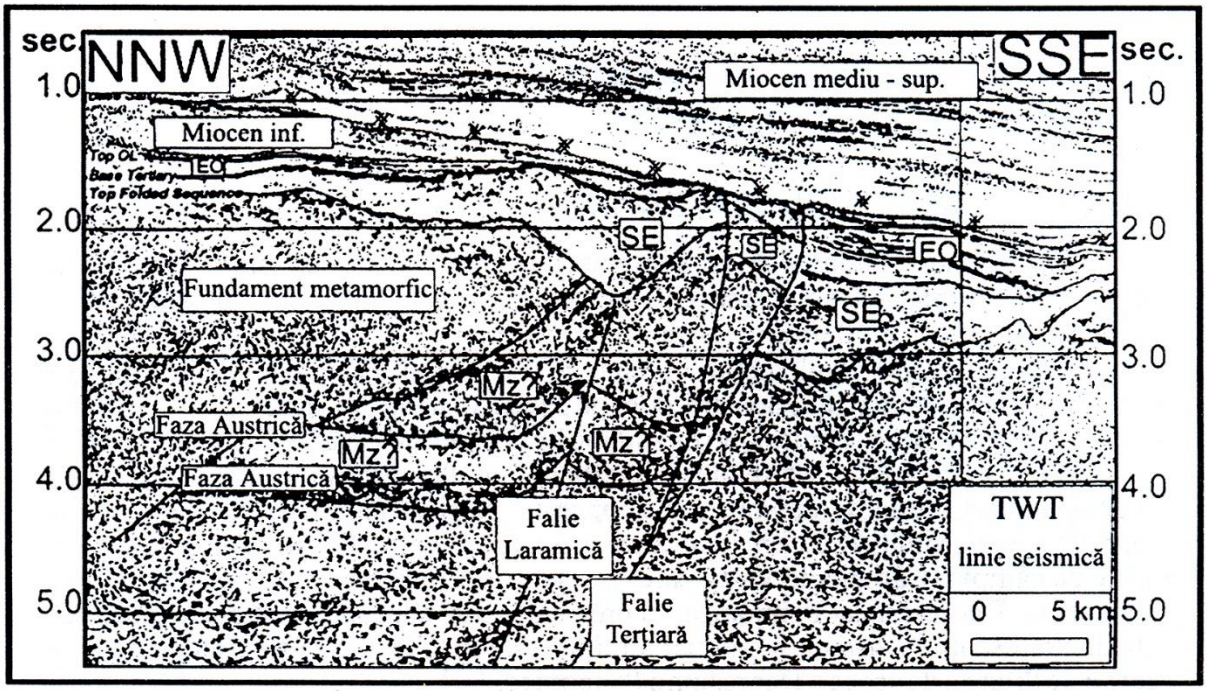


Fig. 80. Secţiune seismică prin partea centrală a spaţiului transilvan ilustrând diferitele generaţii de falii, (v. fig. 73) *(interpretată de G. Broucker et al., 1998)*

Aici au fost puse în evidenţă:

- un sistem de falii austrice, care afectează numai fundamentul cristalino-mezozoic;
- o generaţie de falii de vârstă neocretacică (laramică);
- o categorie de falii de alunecare, care afectează depozitele eomiocene.

Formaţiunile Miocenului târziu şi ale Pliocenului sunt dominate de tectonica specifică sării (cutarea diapiră, v. fig. 76). La acestea se adaugă structurile de domuri determinate de procesele de îngrămădire tectonică a sării prin alunecare. Domurile sunt grupate în trei zone, formând câmpuri de domuri. O primă grupă se găseşte la nord de Mureş şi include structurile Luduş, Sânger, Sărmăşel-Crăeşti etc., o a doua grupă la sud de Mureş care cuprinde structurile Deleni, Cetatea de Baltă, Bazna, Copşa Mică etc., şi o a treia grupă care se găseşte mai spre sud şi include structurile Cristur, Telina etc. (v. fig. 74).

În încheiere se poate conchide că spaţiul transilvan a avut o evoluţie proprie, diferită de aceea a catenelor montane înconjurătoare, însă a fost influenţată de acestea. Distincţia esenţială constă în faptul că fundamentul Depresiunii Transilvaniei nu a fost implicat în cutările alpine, ci s-a comportat ca un bloc cu o oarecare rigiditate (de tip masiv median). În această situaţie a suferit mişcări şi deformări rupturale. Principalele elemente tectonice sunt cele două falii de margine, la nord falia nord-transilvană şi la sud falia sud-transilvană, la care se adaugă Depresiunea Târnavelor şi horstul Stupini-Pogăceaua-Band. Astfel privită situaţia, nu poate fi vorba de continuarea structurilor carpatice în fundamentul Depresiunii Transilvane. Altfel spus, Depresiunea Transilvaniei nu a rezultat din afundarea unei porţiuni din aria carpatică, ci a evoluat pe un fundament propriu de tip masiv median, însă intens influenţat de procesele tectonice ce se desfăşurau în zonele carpatice labile limitrofe.

2. DEPRESIUNEA PANNONICĂ ŞI ZONELE ADIACENTE

2.1. DEPRESIUNEA PANNONICĂ

Depresiunea Pannonică se suprapune celui de-al doilea bloc rezultat din divizarea Microplăcii Transilvano-Pannonice. Această depresiune a avut o evoluţie şi prezintă o structură similară Depresiunii Transilvaniei.

Limita estică a fundamentului panonic (prelaramic) este dată de o falie care rămâne în afara graniţei ţării noastre, doar pe o mică distanţă, în zona Carei-Secueni la nord, şi în zona Arad-Timişoara. În sud, această falie s-ar găsi şi pe teritoriul ţării noastre (v. planşa III). Formaţiunile terţiare ale depresiunii, începând cu cele badeniene, se întind mult spre est acoperind părţile marginale ale structurilor carpatice, iar în Munţii Apuseni înaintează în lungul celor trei Crişuri. Aceasta arată că ariile de câmpie (Câmpia de Vest), care de regulă, din punct de vedere geologic, sunt incluse la Depresiunea Pannonică, reprezintă doar zone adiacente ale acesteia. Distincţia esenţială, aşa cum s-a mai amintit, este dată de structura fundamentului, care este diferită de aceea a Depresiunii Pannonice.

2.2. ZONELE ADIACENTE

Zonele adiacente, aşa cum s-a amintit deja, reprezintă arii depresionare ale Munţilor Apuseni care, în Miocenul mediu, au fost invadate de apele Lacului Pannonic şi, în continuare, au avut o evoluţie similară acestuia.

Formaţiunile geologice constituiente ale zonelor adiacente sunt reprezentate prin depozite neogene, preponderent grosiere, cu frecvente schimbări laterale de facies. La acestea se adaugă material piroclastic, în unele zone acesta fiind preponderente (fig. 81). Pe baze paleontologice, s-a dovedit prezenţa Badenianului şi a Sarmaţianului, până la Basarabianul inferior inclusiv, după care se înscrie o lacună stratigrafică. Mai departe, în scara cronostratigrafică se dezvoltă faciesul Panonic al Sarmato-Pliocenului care, deşi foarte fosilifer, fauna are caracter endemic, fiind lipsită de valoare cronostratigrafică.

Alcătuirea litofacială şi aranjamentul tectonic ale zonelor adiacente au făcut ca acestea să se individualizeze în ansamblul peisajului morfostructural ca unităţi morfologice distincte, prezentând aspect de câmpie (v. planşa I). Începând de la nord se delimitează: Depresiunea Baia Mare, Depresiunea Şimleului, Depresiunea Borodului, Depresiunea Beiuşului, Depresiunea Zarand, Depresiunea Făget, Depresiunea Lugojului şi Depresiunea Oraviţei (v. planşa III).

Depresiunea Baia Mare. S-a format prin afundarea unei părţi din zona transcarpatică şi a evoluat ca atare din Badenian până în Pliocen. La depozitele psefito-psamitice se adugă formaţiuni vulcanice şi piroclastite care alcătuiesc o mare parte din acumulările depresiunii (v. fig. 81). Din punct de vedere tetonic, Depresiunea Baia Mare nu prezintă complicaţii. Suita sedimentară se încheie cu faciesul panonic.

Depresiunea Şimleului. Este cea mai mare dintre depresiunile adiacente şi s-a format în urma afundării unei arii întinse dintre Munţii Plopiş şi Munţii Mezeş.

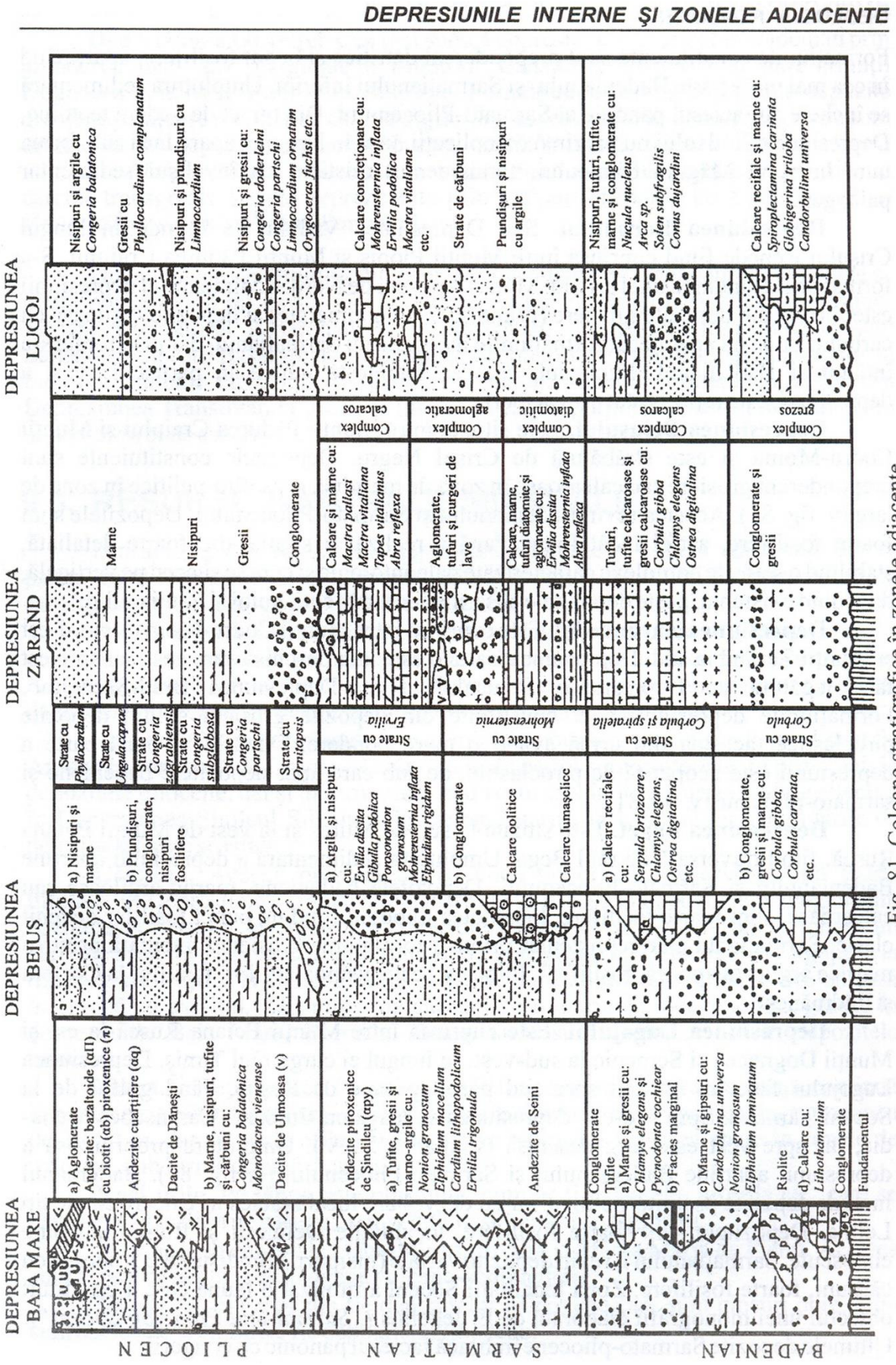


Fig. 81. Coloane stratigrafice în zonele adiacente

Formațiunile constituiente sunt preponderent detritice şi bogat fosilifere, aparținând în cea mai mare parte Badenianului şi Sarmațianului inferior. Umplutura sedimentară se încheie cu faciesul panonic al Sarmato-Pliocenului. Din punct de vedere tectonic, Depresiunea Şimleului nu prezintă complicații, însă în largul ei apare la zi sub forma unui horst în Măgura Şimleului, fundamentul cristalin cu învelişul sedimentar paleogen.

Depresiunea Borodului. Sau Depresiunea Vadului se întinde în lungul Crişului Repede fiind cuprinsă între Munții Plopiş şi Munții Pădurea Craiului. S-a format prin afundarea unei arii din Munții Apuseni de Nord. Sedimentarul depresiunii este format din depozite grosiere (prundişuri, conglomerate) şi depozite argiloase cu cărbuni. La zi nu apar decât formațiunile începând cu Sarmațianul, dar prin foraje s-a întâlnit şi Badenianul. Pliocenul, care se întâlneşte numai în partea de vest a depresiunii, este reprezentat prin nispuri.

Depresiunea Beiuşului. Este situată între Munții Pădurea Craiului şi Munții Codru-Moma şi este străbătută de Crişul Negru. Depozitele constituiente sunt preponderent grosiere sau calcaroase în zona de margine, şi psefito-pelitice în zona de larg (v. fig. 81). Acestea revin Badenianului şi Sarmato-Pliocenului. Depozitele sunt foarte fosilifere, astfel încât Ioana Pană a realizat o stratigrafie foarte detaliată, stabilind o serie de complexe caracterizate paleontologic şi care se succed pe verticală, dovedind existența, peste depozitele eosarmațiene, a Meoțianului şi Ponțianului.

Depresiunea Zarandului. Este cuprinsă între Munții Codru-Moma la nord-est şi Munții Zarand la sud. Depresiunea Zarand este larg deschisă spre vest, iar spre est face legătura cu Depresiunea Beiuşului şi cu Depresiunea Brad-Săcărâmb. Formațiunile depresiunii sunt constituite din depozite grosiere şi din depozite piroclastice, acestea din urmă având o mare pondere. Dealtfel, o bună parte a depresiunii este acoperită de piroclastite, de sub care apar depozitele badeniene şi sarmato-pliocene (v. fig. 81).

Depresiunea Făget. Este situată la sud de Mureş şi la vest de Munții Poiana Ruscă, fiind traversată de râul Bega. Umplutura sedimentară a depresiunii aparține Badenianului şi Sarmato-Pliocenului. Depozitele badeniene, marno-argiloase sau calcaroase, sunt foarte fosilifere, localitatea Lăpugiu fiind un punct fosilifer devenit clasic. Sarmațianul este reprezentat printr-o formațiune grosieră cimentată printr-o matrice argilo-nisipoasă, fosiliferă. Pliocenul este nisipos-argilos, fosilifer la Coşteiu şi Rădmăneşti.

Depresiunea Lugojului. Este cuprinsă între Munții Poiana Ruscă la est şi Munții Dognecea şi Semenic la sud-vest. În lungul ei curge râul Timiş. Depresiunea Lugojului face un intrând spre sud până aproape de Reşița, dând golful de la Soceni-Târnova. Spre sud-est, depresiunea se leagă cu Culoarul Caransebeş-Mehadia, iar spre vest este larg deschisă (v. planşa XXV). Umplutura propriu-zisă a depresiunii aparține Badenianului şi Sarmato-Pliocenului (v. fig. 81). Badenianul include depozite psamito-pelitice, iar cu dezvoltare locală faciesuri calcaroase de tip Leitha. Depozitele sunt foarte fosilifere, localitățile Delineşti şi Rugi fiind bine cunoscute. Sarmațianului îi revin depozite variate (nisipuri, prundişuri etc.), adesea cu cărbuni, foarte fosilifere. Zona localității Soceni a furnizat o faună care a constituit obiectul unei monografii elaborată de E. Jekelius *(„Sarmat und Pont von Soceni“)*. Ultimele depozite Sarmato-pliocene îmbracă faciesul panonic cu congerii.

Depresiunea Oraviţei. Cea mai sudică depresiune s-a format în Badenian prin afundarea unei arii marginale a Munţilor Banatului. Este situată între Munţii Dognecea la nord şi Munţii Locva la sud. Formaţiunile depresiunii includ depozite grosiere şi calcare recifale cu *Ostrea digitalina,* revenind Badenianului. Acestea sunt urmate tot de depozite grosiere, dar care conţin o faună cu *Abra reflexa, Mactra vitaliana, Mohrenşternia inflata* etc., revenind Sarmaţianului. Ultimele depozite au carcter transgresiv şi sunt reprezentate prin nisipuri şi marne cu *Congeria sp.* şi *Valenncienius reusi* indicând Ponţianul.

Din analiza formaţiunilor din depresiunile adiacente Depresiunii Pannonice se poate conchide că nu există nici o dovadă despre prezenţa depozitelor corespunzătoare intervalului Basarabian târziu-Kersonian. Depozitele mio-pliocene sunt transgresive peste Basarabianul inferior şi debutează fie prin Meoţianul superior în faciesul stratelor cu Congerii, fie cu Ponţianul, situaţie similară cu aceea din Depresiunea Transilvaniei. Aceasta înseamnă că, cel puţin pe teritoriul României, nu se poate vorbi de aşa-zisul „Pannonian".

3. RESURSE NATURALE MINERALE

Din acest punct de vedere, depresiunile interne şi zonele adiacente, dar în primul rând Depresiunea Transilvaniei, au importante acumulări de hidrocarburi şi sare la care se mai adaugă şi alte diverse roci utile.

Hidrocarburi. *Gaze naturale,* în primul rând gazul metan, se găseşte în partea centrală a Depresiunii Transilvaniei şi este cantonat în depozite sarmaţiene. Acumulările s-au format în boltirile sub formă de cupole sau domuri care sunt grupate, dând mai multe câmpuri de domuri situate la nord şi la sud de Mureş.

Acumulările de petrol sunt de mai mică importanţă. Se cunosc la nord-vest de Arad şi la nord-vest de Oradea. Zăcămintele de petrol sunt cantonate, în principal, în depozitele pliocene, dar şi în formaţiuni mai vechi şi chiar în şisturi cristaline alterate. În Depresiunea Şimleul Silvaniei, la Derna-Tătăruş, în legătură cu acumulările de petrol se găseşte şi asfalt.

Cărbuni. Aceştia prezintă o mai mică importanţă, rezervele fiind foarte limitate. În Depresiunea Transilvaniei, cărbuni se găsesc în depozitele paleogene din bazinele Almaşului şi Agrişului la Surduc-Cristolţel şi la Tic-Tămaşu. Este un cărbune brun. În Pliocen, cărbunii sunt ligniţi şi se găsesc în Depresiunea Lugojului la Sinerşig şi Cireşu şi la Derna Tătăruş în Depresiunea Şimleului, unde se exploatează împreună cu asfaltul. Zăcăminte de cărbuni cu importanţă locală se mai găsesc în depresiunile Baia Mare, Borod şi Beiuş, unde sunt cantonate tot în depozitele pliocene.

Sarea. În Depresiunea Transilvaniei, sarea constituie o pătură aproape continuă în partea centrală a depresiunii care, prin îngrămădiri tectonice, poate atinge grosimea de 1 000 m, dar se poate efila până la câţiva metri. La zi, sarea apare în zonele de margine, sub formă de cute diapire.

Roci utile. Pe lângă cele obişnuite, cum ar fi calcarele, tufurile etc. care se exploatează în diferite cariere, se mai întâlnesc bentonite şi gipsuri.

Bentonite se cunosc la Ocna-Mureş, Breaza şi Sfânta Maria de Piatră. Acestea sunt legate de depozitele neogene vulcano-sedimentare.

Gipsurile sunt asociate fie depozitelor paleogene care sunt gipsuri pure, cum sunt acelea de la Aghireş, fie depozitelor miocene.

VI. CUATERNARUL

EVOLUȚIA TERITORIULUI ROMÂNIEI ÎN CUATERNAR

Începând din Cuaternar, întreg teritoriul României a intrat într-o perioadă de calm relativ, în schimb s-au desfăşurat evenimente importante. Astfel, în Cuaternar, lanțul carpatic a cunoscut cea mai accentuată înălțare, în timp ce arii întinse din fața Carpaților au suferit afundări, devenind zone de subsidență.

Mişcările de ridicare au determinat accentuarea proceselor exogene, mai ales denudarea şi acumularea. Ariile exondate înalte au fost supuse unei eroziuni intense, în timp ce acumulările în aceste zone se reduceau la formarea unor depozite subaeriene (eluviale, coluviale, deluviale, depozite glaciare etc.). În regiunile exondate mai joase, depozitele subaeriene sunt mult mai abundente.

Ariile de subsidență activă au rămas acoperite de ape în care s-au acumulat depozite lacustre. Aici se poate urmări succesiunea cea mai completă a Cuaternarului.

O notă particulară o dau Cuaternarului depozitele loessoide a căror geneză este încă neelucidată.

Pe uscatul din preajma lacului pleistocen a trăit şi s-a dezvoltat o bogată faună de mamifere, astfel încât depozitele cuaternare includ, pe alocuri, bogate zăcăminte de mamifere fosile. Se cunosc, de asemenea, urmele activității omului paleolitic şi epipaleolitic.

Activitatea endogenă a întregit suita evenimentelor din Cuaternar. Produsele de această natură se întâlnesc pe suprafețe restrânse şi se caracterizează prin chimismul lor bazic.

Pentru formațiunile cuaternare, la scara întregului teritoriu al țării, s-a adoptat următoarea sistematică:

- Pleistocenul inferior, care corespunde intervalului dintre Pliocen şi interglaciarul Günț-Mindel;
- Pleistocenul mediu, care corespunde intervalului dintre Pleistocenul inferior şi Rissian incluzând interglaciarul Günț-Mindel, Mindelianul şi interglaciarul Mindel-Ris;
- Pleistocenul superior corespunzător Rissianului, interglaciarului Riss-Würm şi Würmianului;
- Holocenul corespunzător timpului postpleistocen până în actual.

În Cuaternar, pe teritoriul României s-au format depozite foarte variate din punct de vedere genetic, dar şi litofacial, însă nu toate aceste depozite oferă elemente

concludente de corelare pentru a putea fi încadrate riguros în schema stratigrafică amintită.

Regiunea din partea sudică şi sud-estică a țării, în Pleistocen a continuat să funcționeze ca zonă de subsidență alcătuind Depresiunea Valahă, ce corespunde (geografic) aproximativ cu Câmpia Română. În această arie, în unele zone, Cuaternarul are o dezvoltare completă. În afară de aceasta, ca arii de sedimentare cuaternare se mai pot delimita: Câmpia de Vest, Delta Dunării şi Dobrogea, lanțul carpatic cu depresiunile intramontane şi depresiunile interne (planşa XXIX).

Pleistocenul inferior are dezvoltarea completă în Câmpia Română, unde include partea terminală a Stratelor de Cândeşti şi Stratelor de Frăteşti (figurile 82 şi 83), în subsolul Deltei Dunării, unde include argile roşii şi o alternanță de depozite de apă dulcicolă cu depozite de apă salmastră, în regiunile extracarpatice, unde include unele depozite ale teraselor superioare ale Siretului, şi în lanțul carpatic, unde cuprinde unele depozite cuaternare din depresiunile Borsec, Bilbor, Gheorghieni, Ciuc şi Depresiunea Bârsei (v. planşa XXIX).

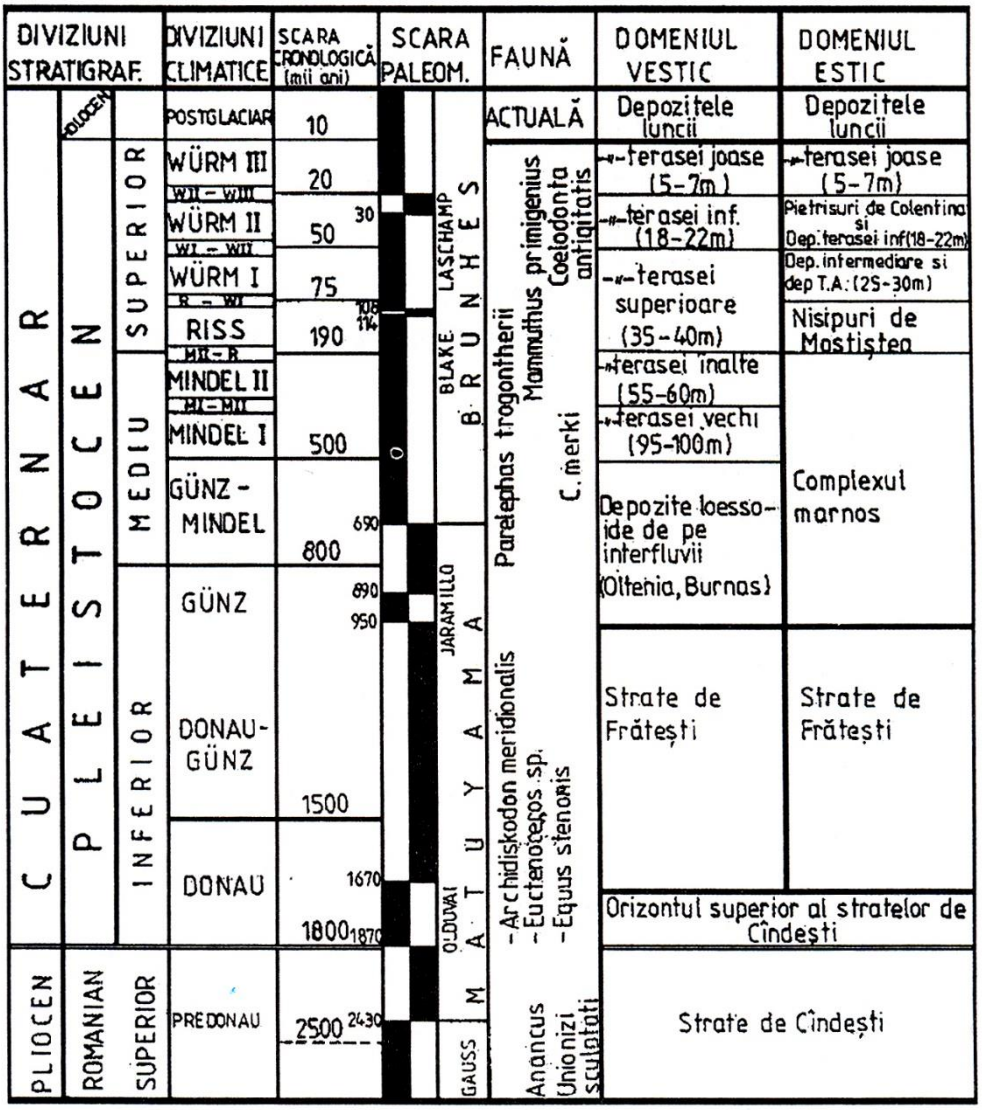


Fig. 82. Schema stratigrafică a Cuaternarului din Câmpia Română *(după Th. Bandrabur)*

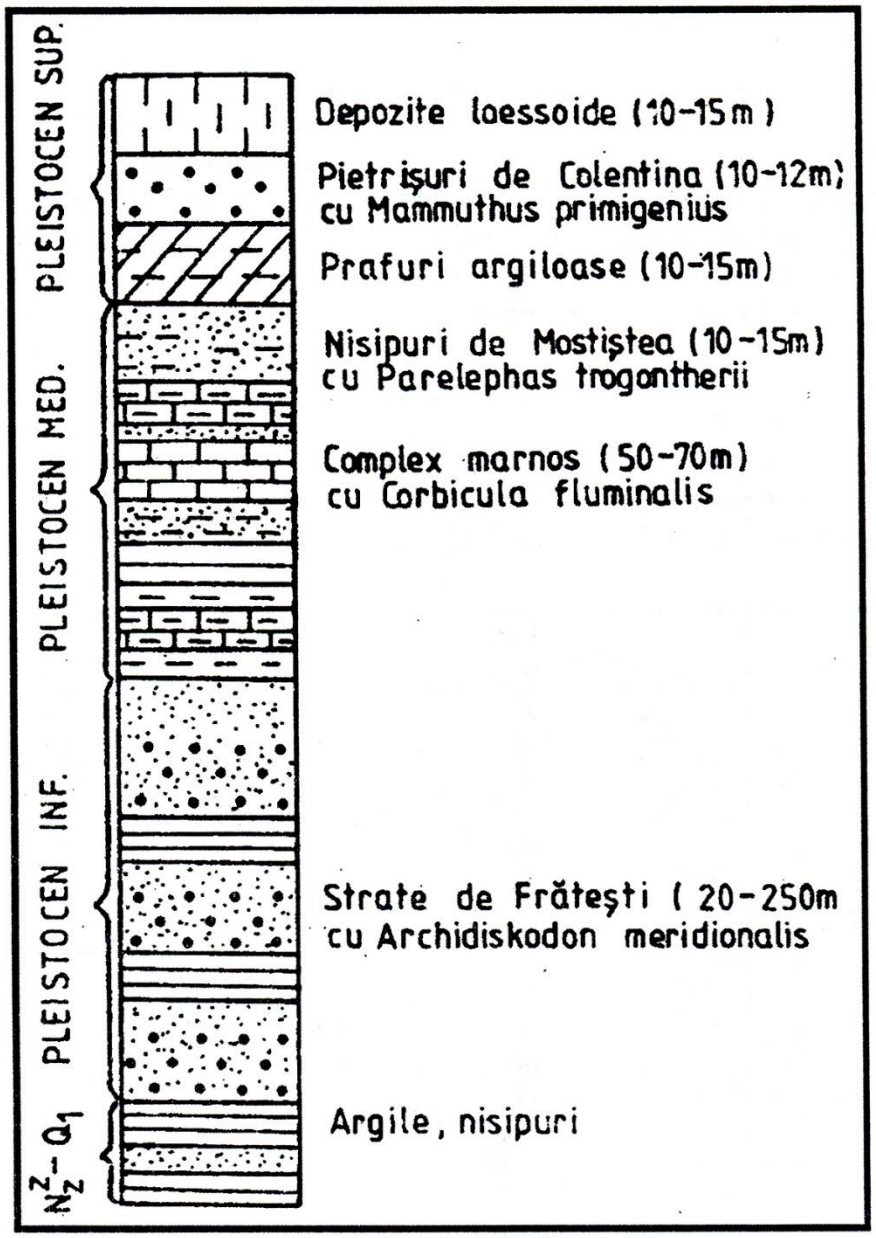


Fig. 83. Coloana stratigrafică a Cuaternarului din regiunea Bucureşti *(din Th. Bandrabur)*

Pleistocenul mediu-superior aflorează sau s-a păstrat pe arii mai restrânse şi include depozite loessoide, nisipurile de Mostiştea etc. (v. fig. 82), depozite fluvio-lacustre şi subordonat depozite marine în aria Deltei Dunării şi depozite morenaice în ţinuturile carpatice şi în depresiunile intramontane.

Cuaternar nediferenţiat este consemnat ca atare pe hărţi în Depresiunea Transilvaniei.

Holocenul este reprezentat preponderent prin depozite fluviatile la care se adaugă depozite eoliene şi depozite mlăştinoase de turbărie.

Urmele activităţii umane. Evenimentul principal din Cuaternar îl constituie apariţia omului, iar existenţa unei sistematici a acestei perioade bazată pe produsul

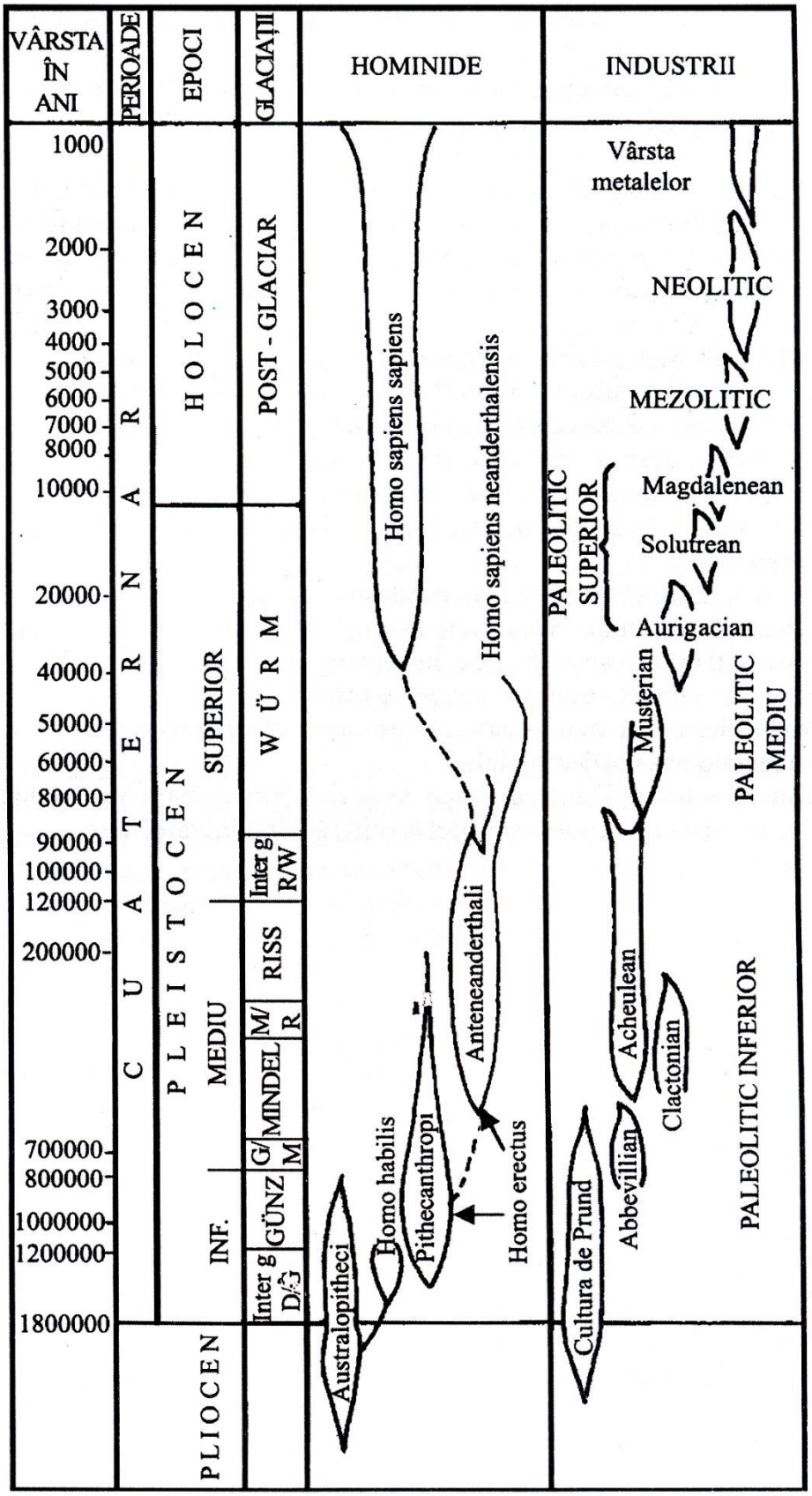


Fig. 84. Schema sistematicii Pleistocenului pe baza urmelor activității umane
(după A. Foucault şi J. Raoult)

activității conștiente a ființei care a atins treapta cea mai înaltă a evoluției, este pe măsura evenimentului (fig. 84).

Dacă dovezile directe (resturi scheletice) despre existența celor mai vechi oameni pe pământul românesc sunt rare, urme ale activității lor sunt mult mai numeroase.

Cele mai vechi produse ale activității umane (galeți de silex și cuarțite cu prelucrare rudimentară) au fost găsite în Stratele de Cândești și în Stratele de Frătești pe văile Dârjovului și Tesluiului, afluenți ai Oltului. Se consideră că acestea sunt contemporane cu *Australopithecus* și cu *Pithecantropus* aparținând culturii prundului.

La Căpușu Mic (bazinul Someșului) s-a găsit așa-numita *Plătică acheuliană* aparținând Abbevillianului și Acheullianului, iar la Ripiceni (pe Prut) și la valea Lupului (Iași) s-au găsit obiecte ale culturii clactoniene.

Din Paleoliticul mediu se cunosc obiecte ale culturii musteriene (așchii, răzuitoare etc.) la Ripiceni, Mamaia sat, Bran și în peștera Ohaba Ponor, alături de resturi de *Ursus speleus, Bos primigenius* și falange presupuse a aparține lui *Homo neanderthalensis.*

Cea mai mare răspândire o au produsele culturii neolitice (industria aurignaciană). La Sita Buzăului pe valea Cremenea este cunoscut un atelier aurignacian care conține peste 20 000 piese prelucrate. În peștera Cioclovina din Carpații Meridionali s-au găsit resturi scheletice de *Homo sapiens fossilis*.

Produsele culturii mai recente, contemporane lui *Homo sapiens recens,* urmată de cultura metalelor, sunt des întâlnite.

Urmele activității umane de pe teritoriul țării noastre vin să lege trecutul îndepărtat de prezent, completând astfel istoria pământului românesc.