



**SUPRAFETELE DE NIVELARE
DIN
CARPAȚII MERIDIONALI**

Septimius Trif

Presă Universitară Clujeană

Septimius Trif

•

SUPRAFEȚELE DE NIVELARE DIN CARPAȚII MERIDIONALI

Septimius Trif

**SUPRAFETELE DE NIVELARE
DIN
CARPAȚII MERIDIONALI**

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2026

Referenți științifici:

Acad. (membru coresp.) prof. univ. dr. PETRU URDEA

Conf. univ. dr. ȘTEFAN BILAȘCO

ISBN 978-606-37-2992-8

© 2026 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate. Reproducerea integrală sau parțială a textului, prin orice mijloace, fără acordul autorului, este interzisă și se pedepsește conform legii.

Universitatea Babeș-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruța Săcelean Str.
B.P. Hasdeu nr. 51 400371
Cluj-Napoca, România
Tel.: (+40) 744 687 884
E-mail: editura@ubbcluj.ro
editura.ubbcluj.ro | libraria.ubbcluj.ro

CUPRINS

Prefață	7
Introducere	8
Capitolul I	
Concepte clasice cu privire la formarea, evoluția și descifrarea vârstei suprafețelor de nivelare, stadii ale modelării policiclice a reliefului	9
1. Peneplena	9
2. Peditplena	10
3. Suprafața de abraziune	10
4. Metoda depozitelor corelate	11
Model (lanț) evolutiv	12
▶ Epoca precarpatică	12
▶ Epoca morfosculturală carpatică	12
Capitolul II	
Carpații Meridionali – limite, evoluție și tectogeneză	16
1. Limita estică a Carpaților Meridionali	16
2. Evoluția și tectogeneza Carpaților Meridionali	21
3. Evoluția și tectogeneza unității Leaota - Bucegi - Piatra Mare	23
Capitolul III	
Suprafețele de nivelare	28
1. <i>Ansamblul de vârfuri și creste superioare ca poziție față de nivelele complexului sculptural Borăscu</i>	28
2. Suprafețe și nivele de eroziune din Carpații Meridionali și vestul Carpaților de la Curbură	29
2.1. <i>Peditplena sau peneplena carpatică?</i>	30
Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare	33
2.1.1. Carpații Meridionali dintre Culoarul Timiș - Cerna și Defileul Oltului (în masive reprezentative)	33
2.1.2. Estul Carpaților Meridionali și vestul Carpaților de la Curbură	34
Discuții cu privire la suprafața superioară de nivelare din Carpații de la Curbură	37
2.2. <i>Suprafețele medii carpatice</i>	37
Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare	39
2.2.1. Carpații Meridionali dintre Culoarul Timiș - Cerna și Defileul Oltului (în masive reprezentative)	39
2.2.2. Spațiul circumscriș estului Carpaților Meridionali și vestului Carpaților de la Curbură	40
Condițiile de modelare	42
2.3. <i>Suprafața carpatică de bordură</i>	43
Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare	43
2.3.1. Carpații Meridionali dintre Culoarul Timiș - Cerna și defileul Oltului (în masive reprezentative)	43
2.3.2. Spațiul circumscriș estului Carpaților Meridionali și vestului Carpaților de la Curbură	44

Condițiile de modelare	48
2.4. <i>Nivelele umerilor carpatici</i>	50
Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare	50
a. Nivelele umerilor de vale din Carpații Meridionali	50
b. Nivelele umerilor de vale din Culoarul Bran - Rucăr - Dragoslavele	50
2.4.1. Nivelul umerilor superiori. Condițiile de modelare	52
2.4.2. Nivelul glacisului de eroziune marginal și al umerilor de vale inferioari. Condiții de modelare	55
Anexe. Hărți și profile geomorfologice din lucrări consacrate, de geomorfologie regională	58
Concluzii – sinteză	74
Modele regionale ale suprafețelor de nivelare carpatică. Carpații Meridionali	74
Modele regionale ale suprafețelor de nivelare carpatică. Carpații de la Curbură	75
Suprafețele de nivelare circumscrise spațiului geografic cuprins între Masivul Piatra Craiului și Munții Baiului	76
Individualizarea morfologică a Culoarului Bran - Rucăr - Dragoslavele în corelație cu Masivul Piatra Craiului	78
Bibliografie	79

Prefață

Problema suprafețelor de nivelare a reprezentat o constanță în preocupările geomorfologilor din întreaga lume și ale geologilor și geografilor români, încă de la sfârșitul secolului al XIX-lea.

Explicarea genezei, semnificației morfogenetice și importanța lor a constituit o provocare permanentă, indiferent de regiunea geografică unde au fost identificate și descrise, de cercetarea lor fiind legate o serie de nume importante ale geomorfologiei precum W. M. Davis, W. Penck, Emm. de Martonne, ca să-i amintim doar pe cei mai reprezentativi.

De explicarea acestor forme se leagă numeroase studii, lucrări de specialitate, lucrări dedicate fenomenului sau capitole din lucrări cu caracter general. De asemenea, studierea evoluției poligenetice a reliefului a generat o bogată terminologie de specialitate care a devenit din ce în ce mai unitară la nivel mondial.

Suprafețele de nivelare caracterizează toate treptele de relief, dar cu precădere spațiile montane. Ele sunt expresia evoluției policiclice a reliefului și exprimă stadiul actual de evoluție în cadrul ciclului eroziunii normale, așa cum a fost definit și exprimat de W. M. Davis încă din primul deceniu al secolului al XX-lea.

În țara noastră, prezența suprafețelor de nivelare a fost remarcată pentru prima oară de geograful Emm. de Martonne, care încă din 1907 a realizat o descriere a celor trei nivele clasice din Carpații Meridionali – Borăscu, Râu Șes și Gornovița. De altfel geografului francez îi datorăm și denumirile acestora. Studiile ulterioare, realizate în special în anii 1950 – 1970, au diversificat și detaliat informațiile privitoare la complexele de nivelare caracteristice Carpaților și Subcarpaților. În prezent, există numeroase studii asupra unităților de relief din România, în cadrul cărora sunt alocate spații generoase prezentării și explicării genezei reliefului pe baza existenței suprafețelor de nivelare.

Studiul de față reprezintă o sinteză cuprinzătoare cu referire la suprafețele de nivelare din spațiul montan românesc, aplicată la cea mai importantă și reprezentativă parte a acestuia – Carpații Meridionali. Numeroase sunt motivele pentru care a fost aleasă această ramură a Carpaților de pe teritoriul României. Putem enumera faptul că aici, suprafețele de nivelare au cea mai mare dezvoltare, că sunt cei mai înalți și masivi munți de pe teritoriul țării noastre, dar și aspectul subiectiv, referitor la faptul că autorul a fost atras în mod special de aceștia, aspect demonstrat de numeroasele imagini reprezentative, realizate de-a lungul călătoriilor sale carpatice.

Cartea cuprinde mai multe părți care, într-o înșiruire logică și firească, ne poartă prin universul evoluției policiclice a Carpaților Meridionali în cadrul marelui orogen carpatic. În prima parte beneficiem de lămuriri necesare, referitoare la terminologia folosită de-a lungul timpului cu privire la evoluția reliefului de la orogen la peneplenă - pediplenă, în acest sens făcându-se apel la o bogată bibliografie de specialitate, atât românească, cât și internațională. În a doua parte este prezentată geneza și evoluția Carpaților Meridionali în cadrul geosinclinalului carpatic, fiind inclusă în acest ansamblu și unitatea Carpaților de la Curbură, de la est de Prahova.

Partea a treia, cea mai consistentă a cărții, ne prezintă o sinteză a celor mai importante lucrări referitoare la suprafețele de nivelare din Carpații Meridionali. Nu este o simplă colecție de texte preluate din literatura de specialitate, căci toate informațiile sunt integrate într-un demers coerent în care fiecare dintre cele trei mari complexe de denudare este minuțios descris din punct de vedere al vârstei, genezei, condițiilor generale de modelare și repartiției în cadrul unității montane anunțate încă din titlu. Autorul dovedește o foarte bună capacitate de sinteză și cumulează informația cuprinsă în cele peste 50 de lucrări științifice consultate într-o lucrare omogenă din care cititorul își poate face o imagine foarte clară asupra evoluției în etape succesive a Carpaților Meridionali. Pentru câteva subunități montane, precum Munții Baiului, Munții Piatra Mare și Culoarul Bran - Dragoslavele, autorul acestei cărți aduce informații proprii rezultate în urma investigațiilor de la teren și în urma cercetării materialelor cartografice pe care le corelează în cadrul geografic de ansamblu.

Foarte important este și spațiul alocat anexelor, mai exact colecției de hărți și profile realizate de-a lungul timpului cu privire la suprafețele de nivelare din Carpații Meridionali. Poate fi urmărită în această secțiune modalitatea de interpretare și cartografiere a nivelelor de eroziune, începând cu cele din anii '60 ai secolului trecut, până în prezent.

Încheiată cu o prezentare succintă a suprafețelor de nivelare carpatică, realizată pe baza celor mai importante sinteze publicate în literatura românească de specialitate până în prezent, cartea se dovedește a fi un instrument necesar celor care vor să se familiarizeze cu această problematică, a suprafețelor de nivelare, un punct de pornire în viitoarele cercetări mai detaliate și cu mijloace moderne asupra unor masive montane din această catenă carpatică.

Este de remarcat bogăția și calitatea materialului grafic și cartografic, cu o mențiune deosebită asupra numeroaselor fotografii și compoziții grafice realizate de autor ca urmare a investigațiilor realizate pe teren și cu ajutorul mijloacelor moderne avute la dispoziție.

În concluzie, suntem în fața unei lucrări științifice care, deși abordează o problemă dificilă și complexă referitoare la relieful montan din țara noastră, aduce un plus de claritate atât pentru cititorul avizat cât pentru cel mai puțin familiarizat cu suprafețele de nivelare din Carpații Meridionali.

Lect. univ. dr. George Murătoareanu

Facultatea de Științe Umaniste, Univ. „Valahia” din Târgoviște

INTRODUCERE

De ce Carpații Meridionali?

• Deoarece reprezintă lanțul montan în care se întâlnesc cele mai înalte masive din Carpații Românești (Făgăraș, Parâng și Retezat), dar cuprinde și munți cu înălțime medie (Cozia, Frunți, Ghițu, Țagla, Mehedinți ș.a.);

• Pentru că, alături de munții cei mai înalți, se găsesc și unele dintre cele mai joase depresiuni intramontane, culoare și văi transversale din Carpații Românești: Culoarul Timiș - Cerna, Depresiunea Hațeg - Orăștie, Depresiunea Petroșani și Defileul Jiului, Depresiunea Loviștei și Defileul Oltului. Având la poale, spre sud, depresiunile subcarpatice joase și spre nord, pe cele de contact (Făgărașului, Sibiului și Apoldului), iar în interior pe cele intramontane, Carpații Meridionali prezintă cea mai accentuată adâncime a fragmentării reliefului din România;

• Deoarece, în cea mai mare parte, exceptând crestele alpine, se înfățișează sub formă de culmi rotunjite sau netezite, despărțite de văi adânci, cu versanți pronunțați (în cea mai mare parte convecși), chiar abrupti și prăpăstioși, între care adesea se închid meandre încâtușate în defilee înguste și accesibile din lungul râurilor Jiu, Olt, Sebeș, Cibin, Lotru, Latorița, Argeș ș.a.;

• Fiindcă includ munții cu crestele cele mai proeminente, cel mai extins și mai caracteristic relief glaciatic (aspect reflectat și prin denumirea „Alpii Transilvaniei”), dar oferă și suprafețele de nivelare cele mai înalte și, totodată, foarte bine conservate.

De ce suprafețele de nivelare?

Studiul suprafețelor de nivelare și al depozitelor corelate acestora, constituie esența analizei geomorfologice (morfogenetice) de ansamblu a spațiilor montane carpatice din România. Prezența suprafețelor de nivelare în toate masivele Carpaților Meridionali (suprafețe denumite Borăscu, Râu Șes și Gornovița, conform cu Emm. de Martonne; trei complexe de suprafețe sau chiar mai multe suprafețe, după alți cercetători) este o dovadă a unității de evoluție a acestora, iar diferențele altimetrice dintre nivelele lor (în creștere altitudinală de la vest către est sau între fațadele de nord și cele de sud), probează certitudinea variabilității mișcărilor tectonice.

În cuprinsul lucrării de față, cel mai consistent capitol este dedicat suprafețelor de nivelare din Carpații Meridionali (în masive reprezentative pentru fiecare grupă montană), dar și racordul (tranziția) acestora cu cele identificate de geomorfologi în Carpații de la Curbură. Analiza suprafețelor de nivelare include, deopotrivă: ocurența pe masive, înfățișarea, vârsta și condițiile de modelare ale acestora.

Concluziile lucrării sunt prezentate schematic. Sinteza finală evidențiază modele regionale ale suprafețelor de nivelare din Carpații Meridionali și ale celor din vestul Carpaților de la Curbură (spațiul geografic cuprins între Masivul Piatra Craiului și Munții Baiului).

Încă din copilărie, din viteza trenului, am zărit versanții impunători și crestele somitale ale Carpaților Meridionali. Impulsului senzorial inițial, transpus în expresia „mut de uimire”, i-a luat locul, în etapa adolescenței, dorința personală de a asimila cât mai multe informații despre Carpații noștri. Ajuns la prima tinerețe, am convertit informațiile asimilate în cunoștințe temeinice, mai ales legate de morfodinamică și morfogeneză. Unii dintre înaintașii și contemporanii cercetători geografici, geomorfologi și geologi au reușit să ne aducă lumina cunoașterii adevărului, privitor la geneza și evoluția Carpaților. Le mulțumesc pentru dăruire, inteligență și acuratețea gândirii logice, pentru exemplul de conduită, disciplină și pragmatism științific pe care ni le-au insuflat și cu care ne-au înzestrat. Îmi exprim gratitudinea la adresa domnilor acad. (membru coresp.) prof. univ. dr. **Petru Urdea** (Universitatea de Vest din Timișoara) și conf. univ. dr. **Ștefan Bilașco** (Facultatea de Geografie, Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca) pentru sugestiile foarte utile, precum și pentru sprijinul oferit în scopul structurării riguroase a informațiilor științifice din prezenta lucrare.

Cu prețuire vie și întregă,

*Prof. dr. **Septimius Trif***

Colegiul „Nicolae Titulescu”, Brașov

Capitolul I

CONCEPTE CLASICE CU PRIVIRE LA FORMAREA, EVOLUȚIA ȘI DESCIFRAREA VÂRSTEI SUPRAFETELOR DE NIVELARE, STADII ALE MODELĂRII POLICICLICE A RELIEFULUI

Bogata literatură geomorfologică dedicată acestei problematice a pus în circulație, în diferite etape istorice, termeni care reflectă atât concepția asupra noțiunii „suprafață de nivelare”, cât mai ales asupra rolului pe care autorii respectivi l-au dat proceselor generatoare. Există astăzi o serie de termeni paraleli dar nu sinonimi pentru „suprafața de nivelare”: *peneplenă, pediplenă, suprafață de netezire, nivel de eroziune, suprafață de abraziune, suprafață policiclică, Gipfelfluhr* (germ.), *Piedmonttreppen* (germ.), *suprafețe poligenetice etc.*, mergându-se uneori până la a considera în aceeași categorie și semiplanurile de la piciorul muntelui (*pedimentul și glacisul de eroziune*). Acești termeni au de fapt un singur numitor comun: suprafața netedă sau aproape netedă, cu fragmente corelabile altitudinal, care are o anumită întindere. În legătură cu formarea acestor suprafețe (definite de noțiunile sus-amintite), au existat numeroase teorii care argumentează mai cu seamă conținutul și deosebirile dintre ele.

1. Peneplena (eng. *penepplain* = în sens larg, „aproape câmpie”), este folosită pentru prima dată, cu mai mult de un secol în urmă, de J. W. Powell (1875), dar fundamentarea sa teoretică este legată de numele lui W. M. Davis (1899 și 1912). Aceeași idee apare și la alți doi geologi contemporani lui Davis, la Dutton (1882), p. 76, care afirmă că „*toate regiunile tind spre baza de eroziune și dacă timpul va fi suficient de îndelungat, fiecare dintre acestea se vor apropia tot mai mult de el și, în sfârșit, aproape îl vor atinge*”, precum și la Gilbert, unde găsim precizări similare cu cele care l-au condus pe Davis la teoria sa. Gilbert (1890), p. 340, opina astfel: „*întrucât versanții mai abrupti evoluează mai rapid decât cei lini, tendința este de a distruge diferențierile de declivitate și de a crea o uniformitate. Acestei legi îi este opusă diversitatea reliefului și dacă aceasta nu s-ar completa cu alte legi s-ar ajunge ca toate bazinele fluviale să se transforme în câmpii. În realitate însă, această lege nu poate duce niciodată la rezultate definitive, întrucât ea ar implica o uniformitate de condiții, care, de fapt, nu pot fi întâlnite nicăieri*”.

La Davis, peneplena este element al teoriei ciclului geomorfologic, căci succesiunea logică în dezvoltarea formelor de relief, în decursul unui ciclu, reprezintă un principiu mult mai general și mai important decât dezvoltarea peneplenei. De aici reiese că peneplena nu trebuie confundată cu platforma de eroziune, căci ea este penultima fază în individualizarea platformei de eroziune. Aceasta apare ca treaptă de relief fie în urma unei reînălțări tectonice, fie ca urmare a unui eustatism negativ la scară mare. În aceste noi condiții, paralel cu adâncirea râurilor în tendința de a atinge noul nivel de bază, se individualizează și suprafața de nivelare care nu reprezintă altceva decât o *peneplenă suspendată* (spre exemplu, suprafața superioară carpatică de vârstă Paleogen).

Davis considera peneplena ca un stadiu final în dezvoltarea ciclului geomorfologic, dar astăzi concepția sa a evoluat spre definirea peneplenei ca un moment al evoluției generale a reliefului, când se ajunge la un echilibru dinamic între forțele interne și cele externe. Rolul principal în formarea peneplenei îl are sistemul de modelare al climatului temperat umed (Crickmay, 1933), care duce la formarea unui sistem de funduri de văi foarte evolute (aluviate) ce alternează cu interfluvii reduse (erodate).

Pécsi și Szilárd (1969) afirmă că, în acest context, în condițiile climei temperate, procesele de eroziune nu pot duce niciodată la o nivelare totală. În condițiile climei temperate asemenea suprafețe pot să persiste ca vestigii ale unora create în condițiile climei tropicale. În schimb, Baulig (1956) admite că se pot forma peneplene și în condiții climatice temperat-umede („humides”) ca, de exemplu, pe teritoriul acoperite cu păduri.

2. Pediplena (engl. pediplane, de la lat. pes, pedis = picior, bază și plain = câmpie) este o noțiune care a fost dedusă din formarea pedimentelor. În secolul al XIX-lea, McGee, creatorul noțiunii de pediment (McGee, 1897, p. 92) și inițiatorul teoriei planăției laterale sau a pedimentației, definea *pedimentul* astfel: „*rezultatul acțiunii pînzelor torențiale de apă pînă la 1 m (sheet-flood), care ieșind cu putere din munți, rătăcesc în toate direcțiile, retezînd astfel prin eroziune laterală poala acestora.*” Atât McGee, cât și Johnson (1931), au pornit de la condițiile climatice semiaride existente pe teritoriul Statelor Unite ale Americii, arătând că marile suprafețe din vecinătatea Munților Stâncoși sunt de fapt pediplene și nu peneplene așa cum le considerase Davis. Noțiunea propriu-zisă a fost propusă de Maxson și Anderson (1935), pentru a denumi suprafețele devenite plane prin distrugerea înălțimilor din zonele climatice uscate și semiuscate și care au luat naștere prin contopirea pedimentelor.

Mai recent, L. C. King (1951) a extins noțiunea de pediplenă, arătând că pediplenizarea este modul general al nivelării reliefului. Astfel, în locul ciclului de eroziune normală a lui Davis, King consideră că, în formarea reliefului, rolul principal revine pediplenizării, formulând concepția ciclului epigenetic de eroziune și a alcătuirii similare a formelor de relief în orice condiții structurale și climatice. Cu aceasta, King a lărgit considerabil aria și conținutul noțiunii de pediplenă, explicând toate suprafețele de mari proporții din Africa, Europa, Asia, America și Australia, ca pediplene cu origine din Cretacic.

Cu timpul însă, au apărut, cum era și normal, unele limitări sau exagerări ale concepției despre pediplenă, care de fapt numai rareori au însemnat modificări ale sensului inițial. Astfel, spre deosebire de King, Derruau (1968) admite în cunoscutul său tratat de geomorfologie generală că pediplenele se pot forma numai în condițiile climatului tropical, iar Tricart și Cailleux (1965) limitează și mai mult aria în care este posibilă formarea pediplenelor: zona climei semiaride. Pentru restul suprafețelor de pediplenă autorul indică posibilitatea exclusivă că ele ar aparține unor reliefuli fosile.

Problema pediplenelor nu este deloc epuizată, dând naștere în continuare la numeroase supoziții, căci numeroase suprafețe de nivelare actuale, situate și în alte zone climatice decât cele aride și semiaride, pot fi numite pediplene tipice.

3. Suprafața de abraziune este o noțiune destul de veche, chiar mai veche decât cea de peneplenă, folosită în special de geologii britanici din secolul al XIX-lea. Ramsay (1846) a formulat pentru prima dată teoria abraziunii pentru formarea suprafețelor de nivelare din insulele britanice. Davis, pe de altă parte, susținea că, dimpotrivă, acțiunea marină nu făcea altceva decât să limiteze efectul eroziunii în comparație cu denudația subaeriană, care poate acționa asupra întregului uscat, nu numai pe marginile lui. Unul din sprijinitorii europeni ai teoriei abraziunii a fost și Richtofen (1886) care însă a sesizat și limitele ei spațiale. Johnson (1916), cercetând procesele litorale, ajunge să enunțe, după modelul davisian, un ciclu al abraziunii marine care evoluează îndelungat sub nivelul mării. Cercetarea sa are însă mai mult o valoare teoretică, deoarece formarea prin abraziune a platourilor de dimensiuni continentale nu este confirmată de realitate.

Cu toate acestea, trebuie să admitem că pe țărmurile actuale se desfășoară o planăție efectivă a mării care conduce la crearea unor fâșii plane mai înguste sau mai largi, uneori etajate și numite, tocmai de aceea, *terase de abraziune*. Chiar și în interiorul uscatului se pot recunoaște terase de abraziune fosile, însă afirmația lui Pécsi (Pécsi și Szilárd, 1969, p. 172), pare a fi clarificatoare: „*în accepțiunea aceasta trebuie să ne abținem de la noțiunea de platou de abraziune, înlocuind-o cu cea de platou de abraziune litorală, care definește mai bine sensul spațial al noțiunii*”.

Transgresiunile marine, chiar dacă au operat pe spații întinse, sugerează ideea că deplasarea liniei de țărm (cu toate procesele de abraziune specifice) nu a reușit să creeze peneplene marine, căci procesul a fost îndeaproape urmat de o sedimentare activă ce a limitat și în timp abraziunea propriu-zisă, deci chiar una dintre condițiile esențiale ale formării peneplenei marine.

4. Metoda depozitelor corelate. Chiar dacă W. Penck (1924) este considerat inițiatorul *metodei depozitelor corelate* în literatura geomorfologică, trebuie recunoscut meritul lui Emm. de Martonne (1907). Încă din 1906 - 1907, geograful francez a utilizat în lucrarea sa remarcabilă, „Cercetări asupra

evoluției morfologice a Alpilor Transilvaniei (Carpații Meridionali)”, informații privind stratigrafia bazinelor sedimentare pentru a stabili vârsta suprafețelor de nivelare. Subtitlurile pline de semnificație (în Tufescu et al., 1981), precum „*Vârsta penepenei, studiul necesar al bazinelor terțiare*” (p. 138), „*Bazinul Petroșani și terasa pliocenă*” (p. 163) ș.a., îl îndreptătesc să fie primul în domeniu. Admitem, însă, că W. Penck (1924), a prezentat această metodă într-o manieră coerentă, ceea ce i-a conferit durabilitate științifică și metodologică. Următoarea sa afirmație (Penck, 1924, p. 13) este semnificativă: „*Rezultatele vizibile ale influențelor endogene și exogene asupra suprafeței terestre sunt forme ale denudației, pe de o parte, și depozite corelate, pe de alta, care se formează simultan. Legătura dintre formele denudației cu depozitele lor corelate și forțele care le produc poate fi asemuită cu suprafața tăiată și talașul (rumegușul) care se formează când bușteanul este tăiat de drujbă. Modelarea formelor de relief este o funcție a raportului dintre mișcările endogene și intensitatea eroziunii.*”

În cercetarea geomorfologică din România, metoda depozitelor corelate a fost utilizată pentru câteva arii montane, cât și pentru câteva regiuni subcarpatice, însă în majoritatea abordărilor nu s-a dovedit a fi un concept detaliat, datorită lipsei de date geologice complexe: stratigrafice, sedimentologice, palinologice, paleobotanice și paleontologice. Remarcabilă rămâne, deocamdată, analiza depozitelor corelate suprafețelor de nivelare din Munții Retezat (Urdea, 2000).



Fig. 1. *Peneplena Carpatică în Munții Godeanu (perspectivă spre Vf. Godeanu, veritabil monadnock)*

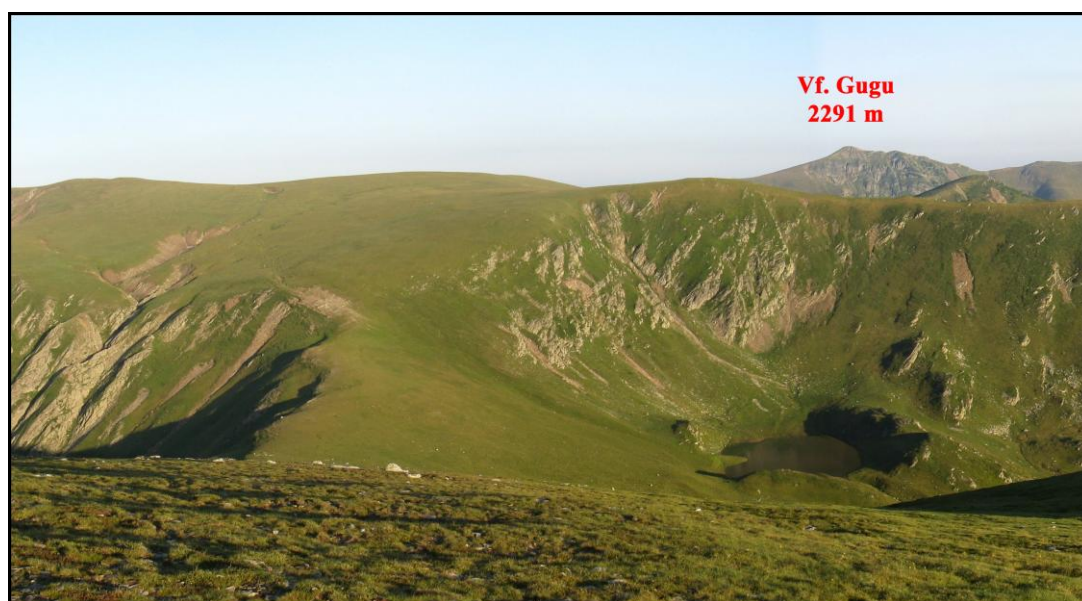


Fig. 2. *Peneplena Carpatică în Munții Godeanu (perspectivă spre Vârful Gugu, veritabil monadnock)*

MODEL (LANȚ) EVOLUTIV

Tectonica înalță o regiune, iar eroziunea atacă puternic, prin intermediul proceselor de albie și prin procese de versant. Pornind de la poalele versanților și de la talvegurile văilor, eroziunea, care atacă versanții, crează suprafețe netede, ușor înclinate, de tipul *glacisurilor, pedimentelor* sau se pot contura *văi evazate* ale căror versanți se intersectează sub nivelul vechilor cumpene de apă.

Dacă înălțarea se oprește, suprafețele amintite se extind, în detrimentul zonelor înalte și realizează SUPRAFETE DE NIVELARE.

În condițiile unei stabilități extrem de îndelungate se poate ajunge la PENEPLENE - PEDIPLENE, în interiorul cărora se mai mențin martori de eroziune: monadnockuri sau inselberguri.

Când intervin noi ridicări, glacisurile și suprafețele pedimentelor (în cazul pediplenei) / formele caracteristice peneplenei sunt înălțate și procesul de nivelare reîncepe de la periferia abruptului și de la fundul noilor văi. Apar astfel (în munte, dealuri și podișuri) SUPRAFETE DE NIVELARE care marchează, fiecare, *o etapă principală evolutivă = ETAPĂ MORFOCRONOLOGICĂ* (Tabel 1).

► EPOCA PRECARPATICĂ

A supus eroziunii toate lanțurile muntoase mai vechi decât cel hercinic, iar în tranziție (etapa kimmerică) și pe cel hercinic, aducându-le la stadiul de PEDIPLENĂ (Posea, 1962; Posea, 2002; ș.a.), PENEPLENĂ (Martonne, 1907; Urdea, 1992; Urdea 2000; ș.a.) sau PENEPLENĂ - PEDIPLENĂ (Niculescu, în Bălțeanu et al., 2000).

► EPOCA MORFOSCULPTURALĂ CARPATICĂ

Relieful carpatic reprezintă rezultanta morfogenetică a interacțiunii dintre tectonică și modelarea subaeriană a epocii respective (Posea et al., 1974).

Această epocă se extinde aproximativ de la sfârșitul Cretacicului, adică din momentul în care a început nivelarea celei mai netede, dar azi și cea mai înaltă suprafață din Carpați (peneplena - pediplena carpatică) și include toate evenimentele care au înălțat și erodat acest lanț muntos și unitățile din jur până au devenit ceea ce sunt în prezent.

Cele 5 etape principale de evoluție a reliefului carpatic = **ETAPE MORFOCRONOLOGICE** sunt:

- I. *etapa peneplenei - pediplenei carpatice*
- II. *etapa suprafețelor axate pe culmile medii carpatice*
- III. *etapa suprafețelor carpatice de bordură*
- IV. *etapa nivelelor carpatice de vale (inclusiv a piemonturilor și a suprafețelor colinare)*
- V. *etapa teraselor și a reliefului glaciatic montan*

I. Sfârșitul Cretacicului – Oligocen

Eroziunea nivelatoare domină asupra tectonicii, realizându-se, peste blocurile cristalino-mezozoice, ca și peste sedimentarul platformelor din jur, o întinsă PENEPLENĂ - PEDIPLENĂ (Peneplena Carpatică / Pediplena Carpatică, cu înfățișarea ilustrată în Fig. 1, Fig. 2 și Fig. 3).

Au rezultat *platouri mici* sau *culmi alungite și netede*, din care răsar uneori vârfuri ceva mai înalte sau „martori de eroziune” (monadnockuri / inselberguri) relativ dificil de recunoscut. Aceste suprafețe ocupă cumpenele centrale ale masivelor montane și sunt mai mult sau mai puțin horizontale. Este **COMPLEXUL SCULPTURAL BORĂSCU**, cu trei trepte posibile. Suprafețele superioare apar astăzi discontinui. Parțial, au fost dezmembrate (desfigurate) de eroziunea fluviatilă (reactivată în faza Valahă a orogenezei Alpine), cât și prin modelarea glaciatică și periglaciatică (favorizată de mișcările de înălțare din faza Passadenă).

II. Oligocen – Sarmațian

Au loc mișcări pe verticală cu sensuri inverse: se înalță și se conturează diferențiat ramurile carpatice pe care eroziunea sculptează trepte de nivelare, iar masivul Transilvan, masivul Panonic,

depresiunile intramontane și unitățile periferice de platformă se scufundă, intrând, de obicei, sub apele mării.

Apar *culmi ușor înclinate* care se desprind de sub cele principale, se dispun radiar pe masiv, sau numai spre cei doi versanți principali, atunci când este vorba despre un munte cu formă de culme alungită, cum este, spre exemplu, Făgărașul. Acestea sunt Culmile Medii Carpatice, înscrise în **COMPLEXUL SCULPTURAL RÂU ȘES**, cu două trepte, cele mai extinse ca suprafață.

III. *Sarmațian – Villafranchian*

Are loc o înălțare generală (cu intensificări și stagnări) care se extinde treptat din Carpați (ajunși numai acum în stadiu de munte) către toate unitățile periferice. Eroziunea nivelatoare domină acum periferia Carpaților. Ea se extinde apoi peste ceea ce, ulterior, au devenit dealuri și podișuri.

Apare, astfel, pe bordura transilvană a muntelui, o suprafață asemănătoare unei fâșii orizontale, dar foarte redusă ca lățime. Pe latura externă apar adesea 2 - 3 trepte care retează marginea muntelui. Este Complexul Suprafețelor de Bordură = **COMPLEXUL SCULPTURAL GORNOVIȚA**. Acesta pătrunde adânc și în interiorul muntelui, sub formă de umeri largi, situați sub Culmile Medii Carpatice.

IV. *Villafranchian – Pleistocenul inferior*

Vechile trepte deja ridicare sunt fragmentate, iar peste ele s-au dezvoltat, tot mai mult, reliefuli cu caracter petrografic și structural.

În această perioadă au fost construite largi piemonturi, pe fondul unui climat cald și secetos, dar cu două anotimpuri.

În interiorul muntelui eroziunea s-a redus la crearea unor văi largi care s-au înălțat, ulterior, rămânând mai apoi în peisaj sub formă de umeri.

Au rezultat două nivele de umeri de vale:

- ✓ N.S.U.V. = nivelul superior al umerilor de vale
- ✓ N.I.U.V. = nivelul inferior al umerilor de vale

Părțile cele mai înguste ale văilor carpatice, care au formă de „V” ascuțit sau de defileu, se găsesc sub nivelele de umeri.

V. *Pleistocen inferior – Holocen (actual)*, s-au manifestat:

- eroziunea sacadată a râurilor care a format terase,
- modelarea glaciară - periglaciară,
- modelarea fluvio-torențială și crionivală (în Holocen).



Fig. 3. Munții Cindrel – suprafața superioară de nivelare, Borăscu, la ± 2100 m

Tabel 1. Scara geocronologică și scara morfocronologică a teritoriului României

SCARA GEOCRONOLOGICĂ				SCARA MORFOCRONOLOGICĂ									
VÂRSTA mil./ani	ERA	PERIODA	EPOCĂ	ETA J	ERE (epoci)	ETAPE (perioade)	FAZE și SUBFAZE						
							Suprafețe și trepte de nivelare						
							Orogene						
0,01	C I O Z O E R T I C Ă	Cuaternar	Pleistocen	Holocen	ERA CARPATICĂ	NEOCARPATICĂ (RIDICAREA CARPATEILOR; DEALURILE, PODISURILE, CIMPILE)	LUNCI, Modelare actuală						
0,12				Würm			Ghețari	1-2 (6-20 m)	Pasadenă				
0,70				R-W			GLACIȘURI TERASE	3 (35)					
				Riss				4 (50-70)					
				M-R				5 (100)					
				Mindel				6-9 (120)					
0,70				G-M			-SUPRA- FEȚE și PIEMONTURI (2-3 faze) în pod. și deal	(150)	Valahă				
1,8				Tertiary			Neogen	Pliocen	Romanian	ERA CARPATICĂ	NEOCARPATICĂ (RIDICAREA CARPATEILOR; DEALURILE, PODISURILE, CIMPILE)	-NIVELE CARPATICE DE VALE (2)	
									Dacian			SUPRAFETELE DE BORDURĂ CARPATICE (1-3 trepte)	Rodanică
									Pontian			Piemonturi (urme)	Atică
	Meotian	SUPRAFETELE MEDII CARPATICE (2 suprafețe)	Moldavă										
	Sarmațian	Piemonturi (urme)	Stirică										
	Badenian	INVERSIUNI MORFOTECTONICE	Savică										
	Helvețian	PEDIPLENA CARPATICĂ (1-2 suprafețe)	Pirenaică										
	Burdigalian	APROPIEREA și ÎNCĂLECAREA MICROPLĂCILOR	Laramică										
	Acvitanian	-DETAȘAREA și DEPĂRTAREA MICROPLĂCILOR	Austriacă										
	35	Paleogen	Miocen		Oligocen	ERA CARPATICĂ			NEOCARPATICĂ (RIDICAREA CARPATEILOR; DEALURILE, PODISURILE, CIMPILE)			ETAPĂ DE TRANZIȚIE	-MUNȚII MĂCINULUI
Eocen	Kimerică veche												
Paleocen	SUPRAFAȚA POSTHERCINICĂ			Hercinică (ciclu)									
65	MEZOZOIC	Cretacic	Cretacic	ERA CARPATICĂ	NEOCARPATICĂ (RIDICAREA CARPATEILOR; DEALURILE, PODISURILE, CIMPILE)	ETAPĂ DE TRANZIȚIE	SUPRAFAȚA POSTCALEDONICĂ	Caledonică (ciclu)					
141							Jurasic	SUPRAFAȚA CAMBRIANĂ	Orogenezele precambriene (Baikalian ș.a.)				
200							Triasic						
230	PALEOZOIC	Paleozoic	Permian	ERA PRECARPATICĂ (RELIEF DE PLATFORMĂ)	NEOCARPATICĂ (RIDICAREA CARPATEILOR; DEALURILE, PODISURILE, CIMPILE)	ETAPĂ DE TRANZIȚIE							
280			Carbonifer										
345			Devonian										
395			Silurian										
435			Ordovician										
500	PRECAMBRIAN	Proterozoic	Cambrian	ERA PRECARPATICĂ (RELIEF DE PLATFORMĂ)	NEOCARPATICĂ (RIDICAREA CARPATEILOR; DEALURILE, PODISURILE, CIMPILE)	ETAPĂ DE TRANZIȚIE							
570			Arhaic										
2600								GR. POSEA					

Sursa: Posea (2002)

Tabel 2. Tipuri zonale de paleovegetație și condițiile paleoclimatice corespunzătoare perioadei geologice Eocen – Romanian

TIPURI ZONALE DE VEGETAȚIE	TEMPERATURA (°C)	PRECIPITAȚII (mm)	PERIOADA GEOLOGICĂ	SUPRAFEȚE DE NIVELARE
Pădure tropicală (para-tropicală) umedă	20 - 26	1583	Eocen	SUPRAFAȚA POSTLARAMICĂ (<i>Gipfelftur</i> , ±2500 m, cel mai înalt nivel de creste din Munții Retezat, Parâng și Făgăraș)
Pădure subtropicală umedă	15 - 19	1947	Oligocen (Rupelian)	COMPLEXUL SCULPTURAL BORĂSCU I
Pădure temperată caldă veșnic verde	13 - 15,2	1353	Oligocen (Chattian)	
Pădure subtropicală umedă	15 - 20	1947	Miocen (Aquitanian)	
Pădure mixtă, mezofitică, temperată caldă	16,2	1480	Miocen (Burdigalian și Helvețian)	BORĂSCU II
Pădure subtropicală umedă	15 - 20	1947	Miocen (Badenian)	BORĂSCU III
Pădure temperată caldă și umedă	13,8	1413	Miocen (Sarmațian)	COMPLEXUL SCULPTURAL RÂU ȘES (I și II)
Pădure temperată caldă și umedă	13,8	1413	Pliocen (Meoțian)	
Pădure mixtă temperată, caldă și umedă	13 - 15	1353	Pliocen (Ponțian)	COMPLEXUL SCULPTURAL GORNOVIȚA (I și II)
Pădure mezofitică mixtă	15,6	1361	Pliocen (Dacian)	
Pădure mezofitică mixtă de fag, stejar și carpen	11,8 - 13	630	Pliocen (Romanian)	

Sursa: Givulescu (1997) și completări conform cu Sârcu (1958) și Urdea (2000)

Capitolul II

CARPAȚII MERIDIONALI. LIMITE, EVOLUȚIE ȘI TECTOGENEZĂ

1. Limita estică a Carpaților Meridionali

Conform structurii sectorizate a cercului Carpaților Românești (Posea, 2002), Carpații Meridionali sunt cuprinși între culoarul tectonic Timiș – Cerna – Bistra (care îi separă de Carpații Banatului) și Valea Dâmboviței – Șaua Tămașului (1367 m) – Valea Bârsei – Pasul Poiana Mărului (765 m) – Valea Șinca (care îi delimitează de Carpații de la Curbură). Limita estică a Carpaților Meridionali prezintă următoarele argumente:

- **argumentul poziție** (Fig. 4), conform căruia grupa Bucegilor este la fel de deplasată către sud, în raport cu Munții Făgăraș, asemenea Carpaților Curburii. Părți din grupul montan al Carpaților de la Curbură s-au desprins și au rămas ca masive joase în rama Depresiunii Brașov (Postăvaru, Piatra Mare și Clăbucetele Brașovului), iar în partea opusă, în sudul Bucegilor, s-a realizat un segment din Subcarpații de la Curbură (Subcarpații Ialomiței);
- **argumentul geomorfologic**, potrivit căruia relieful pe conglomerate și pe calcare al Carpaților de la Curbură nu seamănă deloc cu relieful din Făgăraș, dar are similitudini în munții Ciucaș, Postăvaru, Piatra Mare și Bucegi;
- **argumentul morfotectonic**: Culoarul Bran - Dragoslavele și culmea Piatra Craiului, din vestul său, aparțin aceleiași structuri morfotectonice, asemenea Depresiunii Brașov (reprezintă compartimentul sudic al zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali);
- **argument geostructural**: structura flișului cretacic - paleogen și a molasei neogene (mio-pliocene) din Carpații de la Curbură se continuă până în bazinul Dâmboviței din sudul Munților Bucegi, în timp ce la vest de Dâmbovița nu există un fliș cretacic - paleogen, iar molasa este paleogen - mio-pliocenă (Mutihac et al., 2004).

Cu toate argumentele precizate anterior, în ultimele decenii au apărut opinii diferite în ceea ce privește apartenența grupei montane Bucegi - Leaota - Piatra Craiului. Argumentele care se aduc pentru una sau alta dintre păreri sunt de ordin stratigrafic și tectonic. Astfel, poziția Culoarului Bran - Rucăr - Dragoslavele, dar și a masivelor învecinate lui, reprezintă subiect de dispută legat de încadrarea lor geologo-geografică. De aceea, discuția și analiza suprafețelor de nivelare din Carpații Meridionali trebuie, cu necesitate, extinsă și asupra Carpaților de la Curbură înscrisi între limitele precizate de Posea (2002).

Înainte de prezentării suprafețelor și nivelelor de eroziune considerăm necesară o scurtă trecere în revistă a evoluției și tectogenezei Carpaților Meridionali, precum și a unității structurale Bucegi - Leaota - Piatra Mare în accepțiunea geologului V. Mutihac.

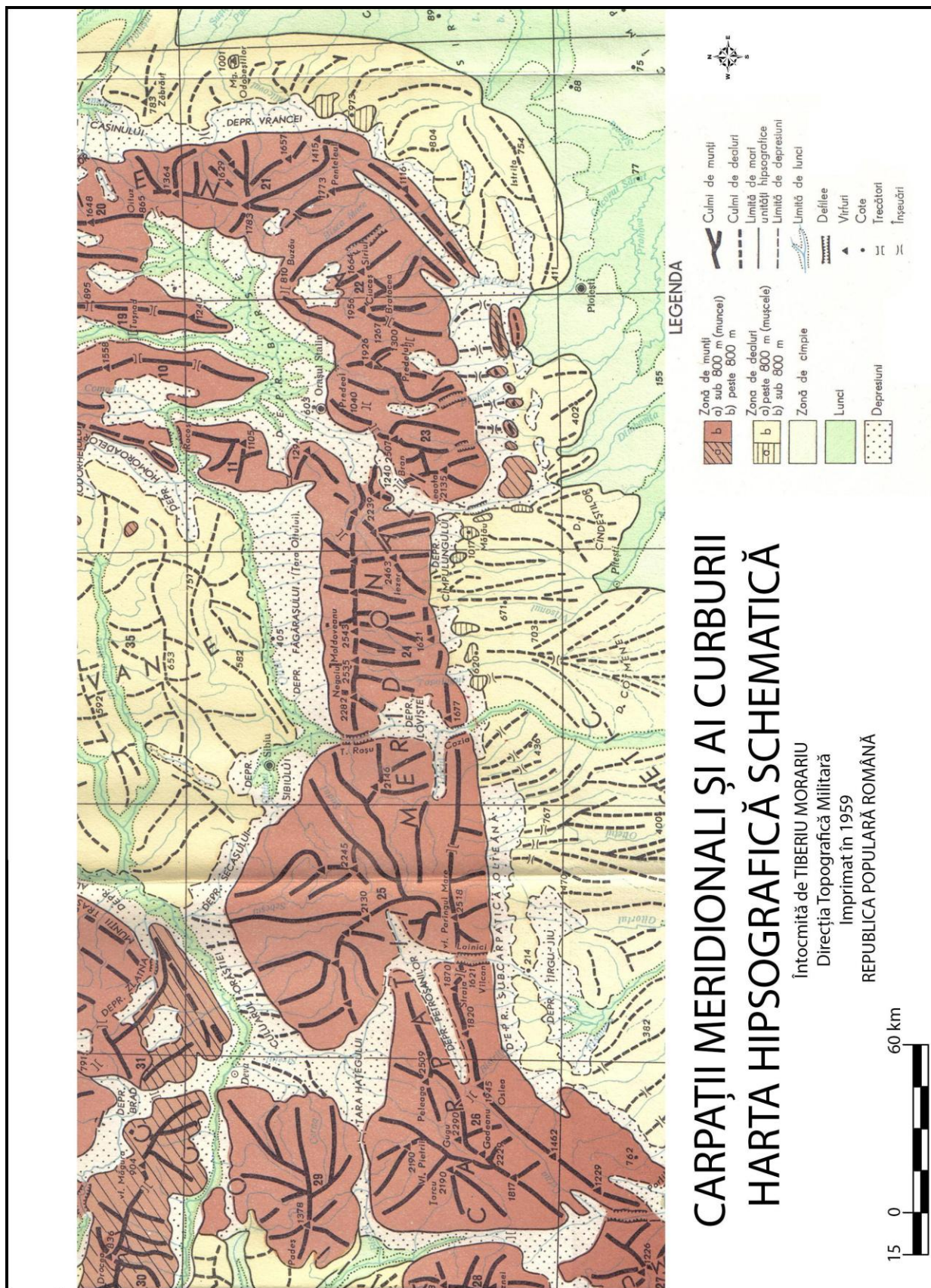


Fig. 4. Carpații Meridionali și Carpații de la Curbură – harta hipsografică schematică
 Sursa: Monografia geografică a R.P.R. I. Geografia fizică, anexa IV (1960)

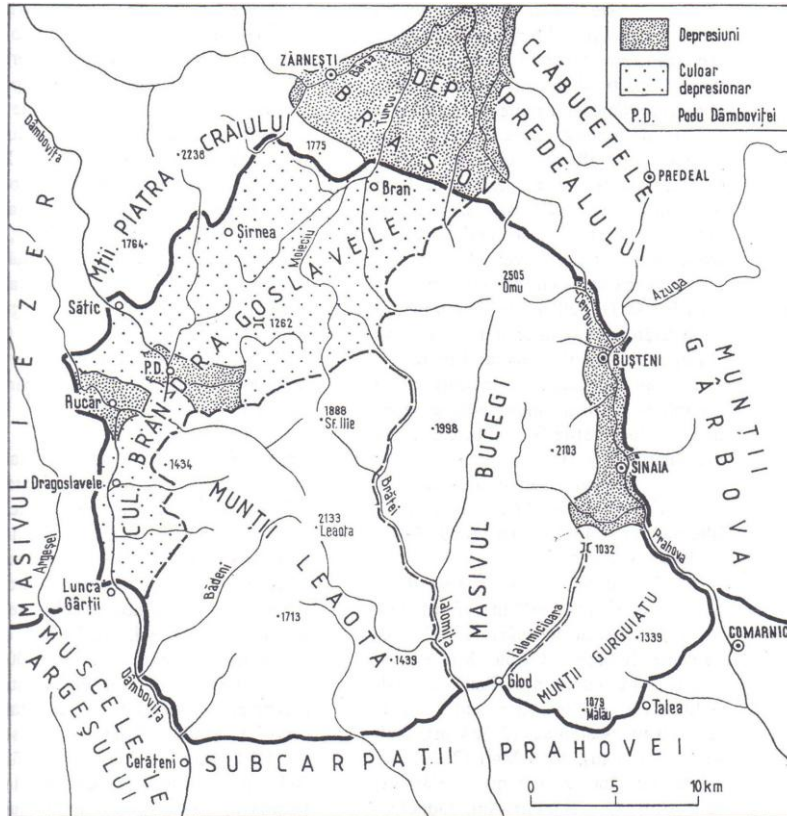


Fig. 6. Munții Bucegi - Leota – subunitățile de relief
Sursa: Badea et al. (2001)

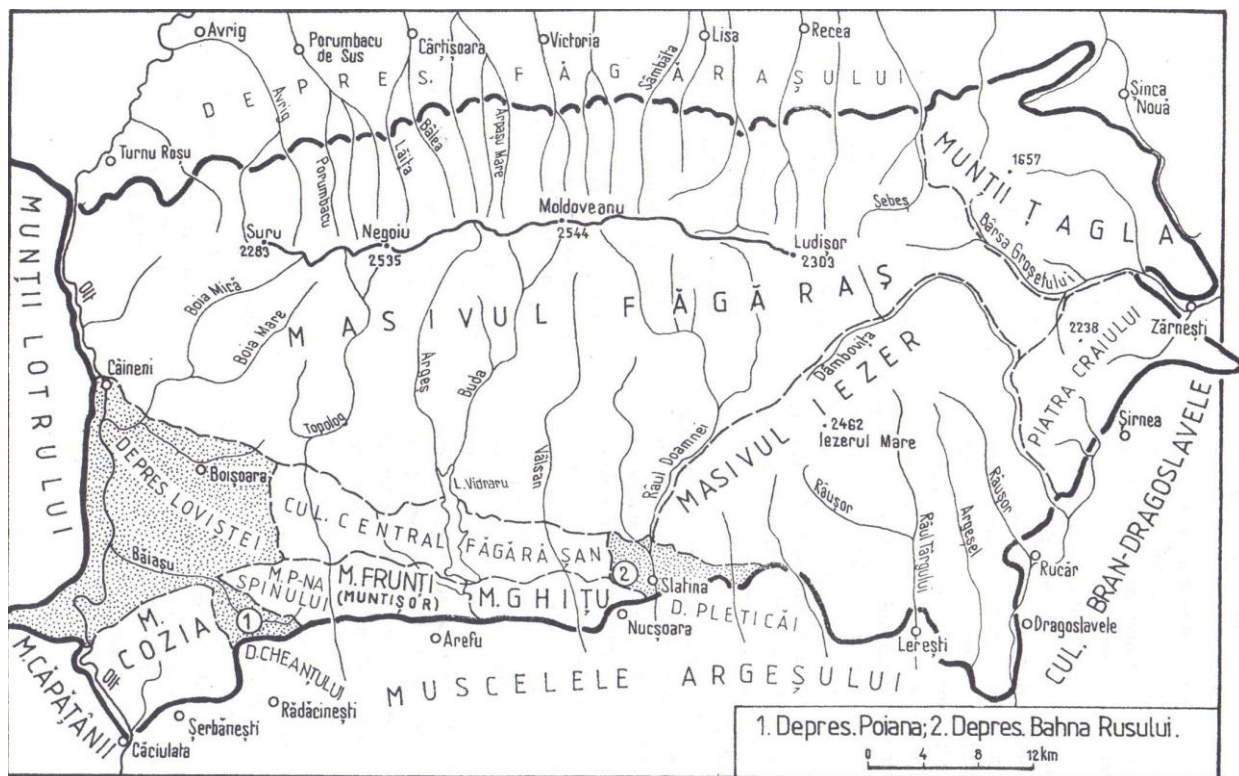


Fig. 7. Munții Făgărașului (Făgăraș - Iezer) – subunitățile de relief
Sursa: Badea et al. (2001)

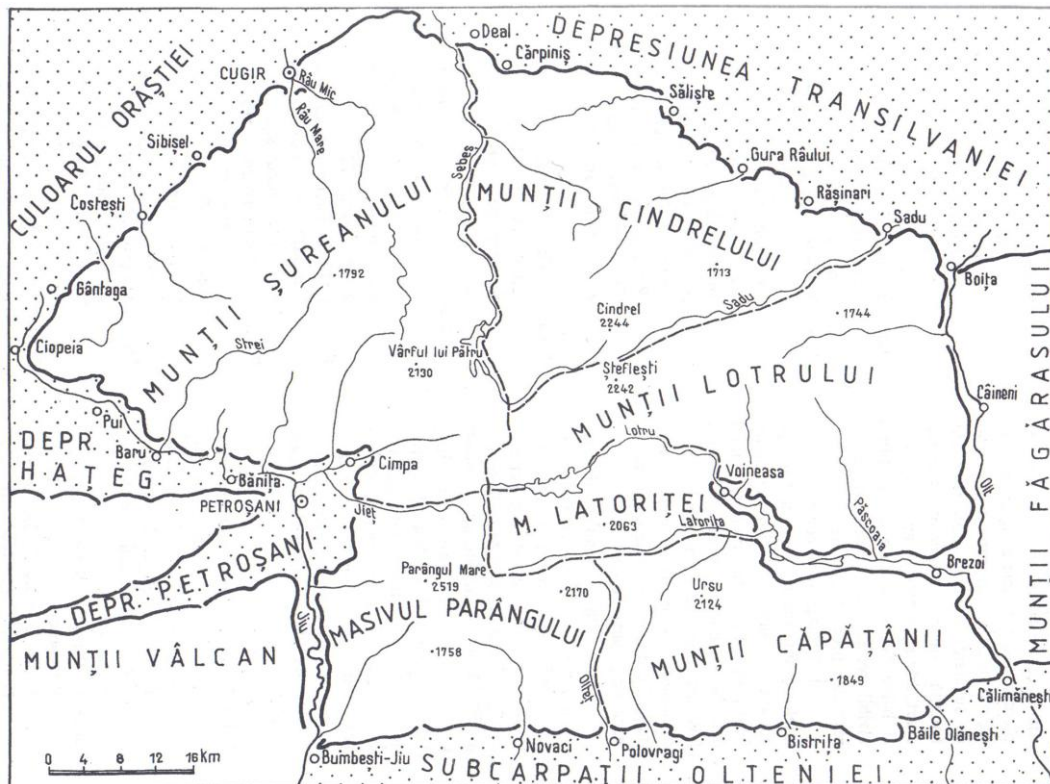


Fig. 8. Munți Parâng - Cindrel – subunitățile de relief
 Sursa: Badea et al. (2001)

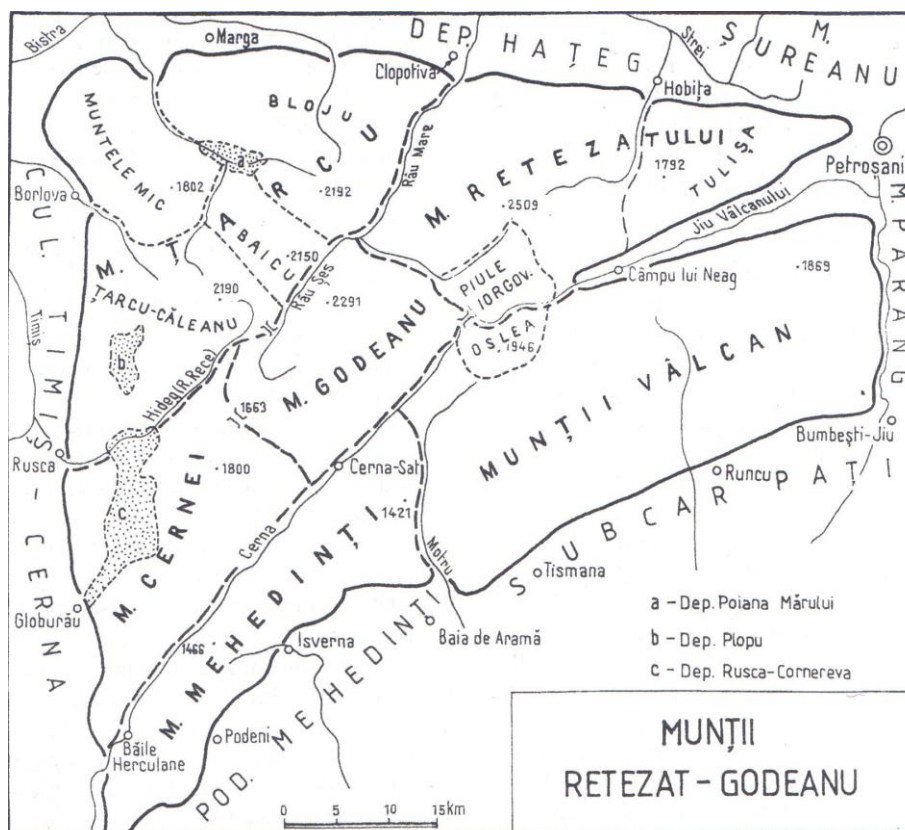


Fig. 9. Munții Retezat - Godeanu – subunitățile de relief
 Sursa: Badea et al. (2001)

2. Evoluția și tectogeneza Carpaților Meridionali

Conform cu Mutihac et al. (2004), s-au petrecut următoarele evenimente:

A. La sfârșitul ciclului hercinic, marginea continentală est-europeană, implicată în edificarea lanțului carpatic, avea o structură eterogenă. Astfel, pe lângă Platforma Est-Europeană cu soclu eoproterozoic, marginea continentală est-europeană mai includea o zonă cu structuri hercinice (caledonian-hercinice), prelungire a aceloră din Munții Măcin, dar și structuri caledoniene, care sunt de fapt o prelungire a aceloră din Masivul Central-Dobrogean. Mai departe spre vest, până în regiunea Vardar, includea structuri vechi, precambriene și paleozoice, de tipul aceloră din domeniul moesic, însă remobilizate în cicluri paleozoice, mai exact, de tipul unităților structurale din fața Carpaților Nordici.

B. La începutul ciclului alpin (în *Triasic*), în zona de margine a ariei continentale est-europene a apărut și a evoluat o paleozonă de rift intracontinental (*paleozona transilvană de rift*). Acest fapt a avut drept consecință detașarea din zona de margine a ariei continentale est-europene a unei părți, individualizându-se astfel *MICROPLACA TRANSILVANO – PANONICĂ*. Paleozona transilvană de rift a cunoscut, pe de o parte, o etapă de extensie până la sfârșitul *Jurasicului mediu*, timp în care s-au acumulat depozite pelagice asociate cu formațiuni ofiolitice.

Ulterior, în *neojurasic*, în timp ce riftul transilvan începuse să se restrângă (evoluând spre închidere = scurtarea scoarței), ca urmare a inversiunii celor două blocuri, mai spre interiorul marginii continentale est-europene a apărut cel de-al doilea rift, *riftul central-carpatic*. Acesta a condus la desprinderea și individualizarea unui al doilea bloc, *BLOCUL CENTRAL – CARPATIC*, ce va deveni în structura Carpaților Meridionali, *BLOCUL GETIC*. Acesta era separat de marginea continentală est-europeană prin Fosa de Severin, rezultată din expansiunea riftului central-carpatic.

Precizăm că pentru discutarea originii Carpaților Meridionali, prima zonă labilă de tip rift intracontinental (apărută în *Triasic*) ar putea fi continuarea zonei transilvane de rift implicată în structogeneza Carpaților Orientali. Despre cea de-a doua zonă labilă (apărută spre finele *mezojurasicului*), se poate afirma cu certitudine că este aceeași zonă de rift (central-carpatic), care a fost, de asemenea, implicată în structogeneza Carpaților Orientali.

O dată cu apariția celui de-al doilea rift, cele două blocuri (transilvan și getic) au căpătat o mișcare convergentă (de apropiere), astfel încât blocul transilvan, prin zona sa marginală, a înaintat peste formațiunile din zona transilvană de rift, situată în față, declanșând procesul de scurtare a scoarței din zona labilă de rift, prin cutarea acesteia. În felul acesta a apărut zona de cute-solzi.

Spre sfârșitul *eocretacicului* (*faza Austriacă*), cele două blocuri au intrat în coliziune, blocul transilvan înaintând peste cel getic, astfel încât au prins între ele formațiunile zonei de rift (riftul transilvan), devenită zona de cute-solzi. Astfel s-a ajuns la o suprapunere parțială a marginii blocului transilvan (deformată) peste blocul getic, constituind unitățile supragetice (spre exemplu, *pânza de Făgăraș*, extinsă de la vest de Valea Oltului spre est, până în regiunea izvoarelor Dâmboviței, iar mai departe, spre nord, cu prelungire până în regiunea Holbav-Codlea, urma șariajului fiind falia Holbav). Solzii Holbav și Măgura Codlei au fost generați de încălecare cristalinului supragetic. Spre sud, Pânza de Făgăraș acoperă Pânza Getică.

O dată cu înaintarea blocului transilvan peste blocul getic, acesta din urmă a înaintat peste formațiunile Fosei de Severin. Procesul de închidere a Fosei de Severin a continuat în *Cretacicul superior* prin înaintarea blocului getic, solidar cu unitățile supragetice, antrenând în bază flișul de Severin și fragmente de crustă oceanică (ofiolite).

În *senonianul inferior* (*faza Laramică*) s-a produs coliziunea cu marginea continentală est-europeană peste care blocul getic a înaintat acoperind-o. În felul acesta, blocul getic acoperitor a devenit *pânza Getică*, marginea continentală est-europeană acoperită de blocul getic a devenit *Autohtonul Danubian*, iar formațiunile Fosei de Severin prinse între ele au devenit *pânza de Severin* (paraautohton).

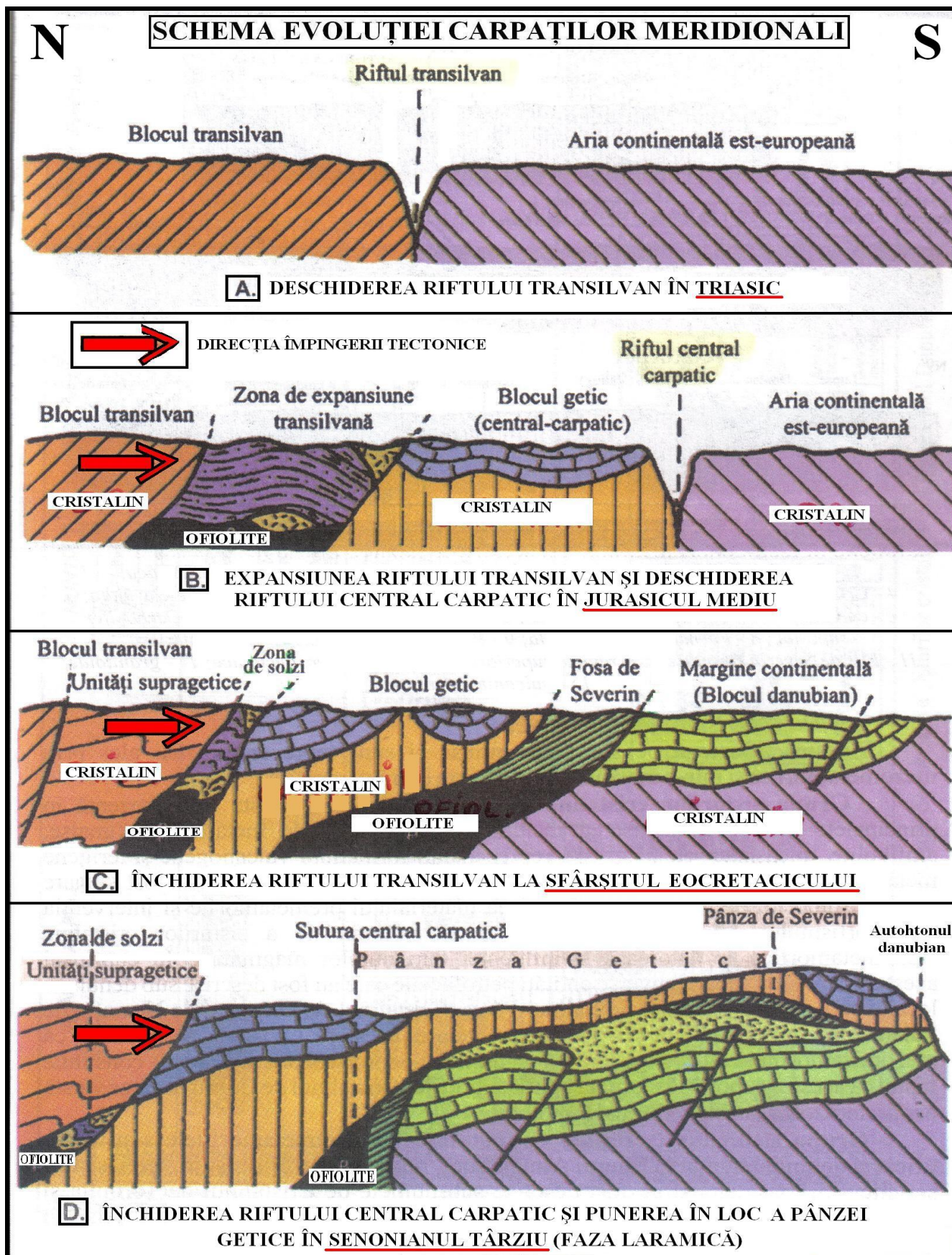


Fig. 10. Schema evoluției Carpaților Meridionali. Sursa: Mutihac et al. (2004)

În concordanță cu modelul sugerat (Fig. 10), în structura actuală a Carpaților Meridionali se disting următoarele unități tectogenetice:

- Autohtonul Danubian (cristalin străpuns de corpuri magmatice = granitoide prealpine, acoperite, la rândul lor, de sedimente),

- Pânza Getică,

- Unitățile Supragetice.

Toate cele trei, anterior enumerate, au fost generate de implicarea marginii continentale est-europene în tectogenezele alpine (Austriacă și Laramică). La acestea se adaugă:

- Pânza de Severin,

- zona de solzi (cute-solzi).

Ultimele menționate au fost rezultate prin evoluția celor două zone labile (paleorifturi).

Orogeneza (tectogeneza) Laramică a dus nu numai la definitivarea structurii geologice în pânze, ci și la scufundarea tectonică a compartimentelor învecinate: Depresiunea Getică și cea Transilvană.

În fazele de evoluție următoare, după conturarea lor spațială, Carpații Meridionali s-au comportat, în general, ca un bloc rigid, exondat și expus eroziunii. Ca urmare, pânza getică a fost fragmentată parțial, la vest de valea Oltețului, autohtonul fiind scos la zi pe mari întinderi, iar la nivelul interfluviilor s-au format întinse suprafețe de netezire (complexul sculptural Borăscu). În aceste faze, Carpații Meridionali au fost afectați de mișcări oscilatorii de ridicare și coborâre (bombări și lăsări axiale) sau deplasări în lungul unor planuri de falie. În aceste condiții s-au format și s-au conturat mai clar bazinele posttectonice intramontane, care au funcționat temporar ca golfuri ale mărilor și lacurilor înconjurătoare (Hațeg, Loviștei și Petroșani în Paleogen, Bahna și Caransebeș în Miocen), definitivându-se astfel structura reliefului. Marea transgresiune din Badenian a prilejuit invadarea acestor bazine și a culoarelor lor de legătură, transformând partea de vest a Carpaților Meridionali într-un adevărat arhipelag. Mișcările orogenice din fazele următoare (Savică, Attică, Rhodaniană și Valahă) s-au manifestat în Carpații Meridionali în principal ca mișcări epirogenice, cu excepția bazinelor în care sedimentele au fost cutate. Ca urmare, relieful a fost modelat policiclic, sculptându-se noi suprafețe de eroziune (complexele de netezire Râu Șes și Gornovița).

Răcirea climei în cuaternar, conjugată cu amplele mișcări de înălțare de la sfârșitul pliocenului și începutul cuaternarului au condiționat apariția ghețarilor pe culmile înalte, modelarea exercitată de aceștia transformându-le pe alocuri într-un relief accidentat de creste cu vârfuri ascuțite. Acest eveniment nu a reușit, însă, să schimbe aspectul major al Carpaților Meridionali și trăsătura lor morfologică cea mai caracteristică: un relief îmbătrânit și netezit în partea sa înaltă, în contrast evident cu relieful accidentat, tânăr, din văi, format ca urmare a fazelor repetate de înălțare epirogenică, succedate într-un ritm din ce în ce mai precipitat. Este ceea ce l-a determinat pe Emm. de Martonne (1907) să formuleze concluzia sa finală asupra Carpaților Meridionali, geograful francez afirmând că aceștia „sunt un lanț de munți mai vechi decât s-a considerat multă vreme; sunt un fals lanț alpin”.

3. Evoluția și tectogeneza unității Leota – Bucegi – Piatra Mare

Conform cu Mutihac et al. (2004), s-au petrecut următoarele evenimente:

Compartimentul sudic al zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali, situat la sud de culoarul Vlădeni (din Munții Perșani) cuprinde masivele Piatra Craiului, Leota, Bucegi, Postăvaru și Piatra Mare, precum și munții mai scunzi din vestul Clabucetelor Predealului (bazinele Râșnoavei și Ghimbavului), Măgura Codlei cu muncii Poiana Mărului și Culoarul Bran - Rucăr - Dragoslavele, în prelungirea căruia se găsește golful Râșnovului, apendicul sud-vestic al Depresiunii Bârsei (componentă a Depresiunii Brașov). Din punct de vedere geosuctural, așa cum s-a mai arătat, acest grup montan aparține Carpaților de la Curbură. Totuși, în accepțiunea geologului V. Mutihac, cristalinul din compartimentul sudic al Munților Perșani, situat la est de valea Șinca, până la falia Holbav, aparține unității structurale Supragetice (Pânza de Fagaraș).

În intervalul **TRIASIC – CRETACIC INFERIOR**, aria Bucegi - Leaota - Piatra Mare a evoluat ca domeniu cu o oarecare stabilitate, fiind supusă doar unor mișcări de basculare. În această situație a cunoscut succesiv și alternativ mai multe faze de exondare și de submersie, având ca rezultat câteva cicluri de sedimentare. Sedimentarul preaustriac din unitatea Bucegi - Leaota - Piatra Mare este localizat în două sinclinale: *sinclinalul Piatra Craiului - Dâmbovicioara* și *sinclinalul Bucegi - Postăvaru - Piatra Mare*. Aceste sinclinale sunt separate între ele prin ridicarea Leaota. Sedimentarul acoperă intervalul **TRIASIC – CRETACIC INFERIOR** și corespunde mai multor cicluri de sedimentare și anume: Triasic, Liasic, Dogger - Aptian și Albian (Fig. 11).

Formațiunile ciclului Dogger - Aptian sunt bine reprezentate mai ales de calcarele masive (calcarele de Stramberg, de vârstă Tithonic) care formează cea mai mare parte din masivele Piatra Craiului, Postăvaru, Piatra Mare, fiind bine evidențiate în vestul masivului Bucegi și jumătatea sudică a Culoarului Bran - Dragoslavele.

Depozitele Barremian - Aptiene *în facies urgonian* sunt reprezentate prin marne și calcare masive, organogene, ce prezintă o dezvoltare tipică în bazinul Dâmbovicioarei, o dată cu acestea încheindu-se ciclul sedimentar Dogger - Aptian.

Ultimul ciclu de sedimentare din intervalul **TRIASIC – CRETACIC INFERIOR** îl constituie cel Albian, reprezentat prin ceea ce se cunoaște sub numele de *conglomerate de Bucegi*. Acestea formează umplutura sinclinalului Bucegi - Piatra Mare și s-au format exclusiv pe seama ariei mai vestice care, în timpul Albianului, funcționa ca o zonă emersă, supusă eroziunii. Au o grosime de 2000 m, prezentând fie aspect masiv, fie stratificat, sau adesea având factură de fliș. În elementele conglomeratelor de Bucegi se recunoaște întreaga gamă de roci constituite ale zonei cristalino-mezozoice din vest. Suita conglomeratelor de Bucegi se încheie cu gresiile și conglomeratele de Babele. Vârsta albiană a conglomeratelor de Bucegi se deduce din faptul că, în mod constant, deasupra acestora, pe valea Dâmboviței, ca și în împrejurimile orașului Predeal, se dispun transgresiv și discordant depozitele (gresii și conglomerate) bogat fosilifere de vârstă Vraconian - Cenomaniană (**CRETACIC SUPERIOR**). Acestea din urmă constituie *învelișul sedimentar neocretacic postparoximal* (postaustriac), depozitele bogat fosilifere de la Valea lui Ecle, Podu Cheii etc., fiind considerate puncte fosilifere clasice în culoarul Dâmbovicioarei. Tot în aria învelișului sedimentar postaustriac se includ:

- depozitele neocretacice de pe Valea Bogata (gresia de Bogata), cele din Defileul Oltului și în zona localității Comăna (Comana), toate din Munții Perșani;
- depozitele Turonian - Senoniene, marnocalcaroase cu globotruncane, cum sunt acelea de pe Valea Glăjăriei din sinclinalul Bucegi - Postăvaru;
- depozitele paleogene (lutețian - priaboniene) reprezentate prin marne, gresii, microconglomerate, care apar în componența Dealurilor Tohanilor și sub depozitele cuaternar - pleistocen inferior, în vestul Piemontului Sohodol;

MIȘCĂRILE MEZOCRETACICE (*faza Austriacă*) au afectat întreaga zonă Bucegi - Leaota - Piatra Mare, acestea fiind definatorii pentru aranjamentul arhitectural. Mișcările au început poate chiar din Jurasicul terminal și au avut drept efect producerea unor deformări preponderent rupturale. În felul acesta au avut loc denivelări de tip grabene și horsturi, favorabile producerii unor dislocări importante de roci. Acestea au furnizat materialul care s-a depus în zonele mai joase, generând formațiunea cu blocuri (Barremian - Aptian, wildfliș cu klippe calcaroase și conglomerate). În timp, mișcările au fost cu atât mai intense, cu cât se apropiau de paroxismul Austriac. Principalul efect al tectogenezei Austrie constă în încălecare a zonei Bucegi - Leaota - Piatra Mare, în ansamblu, peste flișul carpatic (pânza de Ceahlău). Totuși, este foarte greu de recunoscut contactul tectonic major (urma planului de șariaj) dintre cele două unități tectonice amintite. De aceea, ideea existenței pânzei Bucegi - Leaota - Piatra Mare a fost contestată în unele interpretări, autorii respectivi considerând că pe versantul estic al Bucegilor ar fi o continuitate de sedimentare de la Formațiunea de Sinaia (Tithonic - Neocomian), până la conglomeratele de Bucegi (Albian).

Odată cu încălecarea spre est, unitatea Leaota - Bucegi - Piatra Mare a suferit o cutare largă formându-se cele două structuri sinclinale:

- sinclinalul Piatra Craiului - Dâmbovicioara;
- sinclinalul Bucegi - Postăvaru - Piatra Mare, separate prin ridicarea (bombamentul cristalin) Leaota.

Cele mai vechi depozite care acoperă urma planului de șariaj aparțin **CRETACICULUI SUPERIOR** (înveliș sedimentar postaustric de vârstă Vraconian - Cenomanian), situație evidentă în bazinul Dâmbovicioarei. De aici decurge vârsta mezocretacică a încălecării zonei Leaota - Bucegi - Piatra Mare și individualizarea acesteia ca unitate tectonică, devenind pânza de Leaota - Bucegi - Piatra Mare. Vârsta încălecării acestei pânze tectonice (Cretacic mediu) este un argument în plus și definitoriu al deosebirii dintre aceasta din urmă și pânza Getică (definitivată în urma tectogenezei Laramice din Senonianul târziu).

MIȘCĂRILE LARAMICE (*Senonianul târziu*) au avut influențe în unitatea Leaota - Bucegi - Piatra Mare. Această influență se reflectă în deformări specifice, ca tendință de redresare a structurilor din zona de margine (abruptul prahovean și brănean al Bucegilor, abruptul Pietrei Mari dinspre Valea Gârcinului, abruptul Postăvarului dinspre Pârâul Cheii - Valea Timișului, abruptul Pietrei Craiului dinspre râul Bârșa) și adesea chiar retroversarea acestora (porțiuni din creasta calcaroasă a Pietrei Craiului), inclusiv a planului de șariaj, fapt evident la vest de orașul Predeal. La marginea vestică, unitatea Leaota - Bucegi - Piatra Mare a avut de suportat stresul indus de încălecarea unităților Carpaților Meridionali, în speță a unității de Făgăraș (supragetică) și a solzilor din fața acesteia (Holbav și Măgura Codlei), în lungul faliilor Iezer-Păpușa și Holbav (Mutihac et al., 2004). Consecința a fost fracturarea flancului vestic al sinclinalului Piatra Craiului. Conform cercetărilor geologului Dan Patrulius (1968), linia Holbav este o falie crustală generată prin diastrofismul austro-alpin, dar care, mai la sud, a fost reactivată după Paleogen.

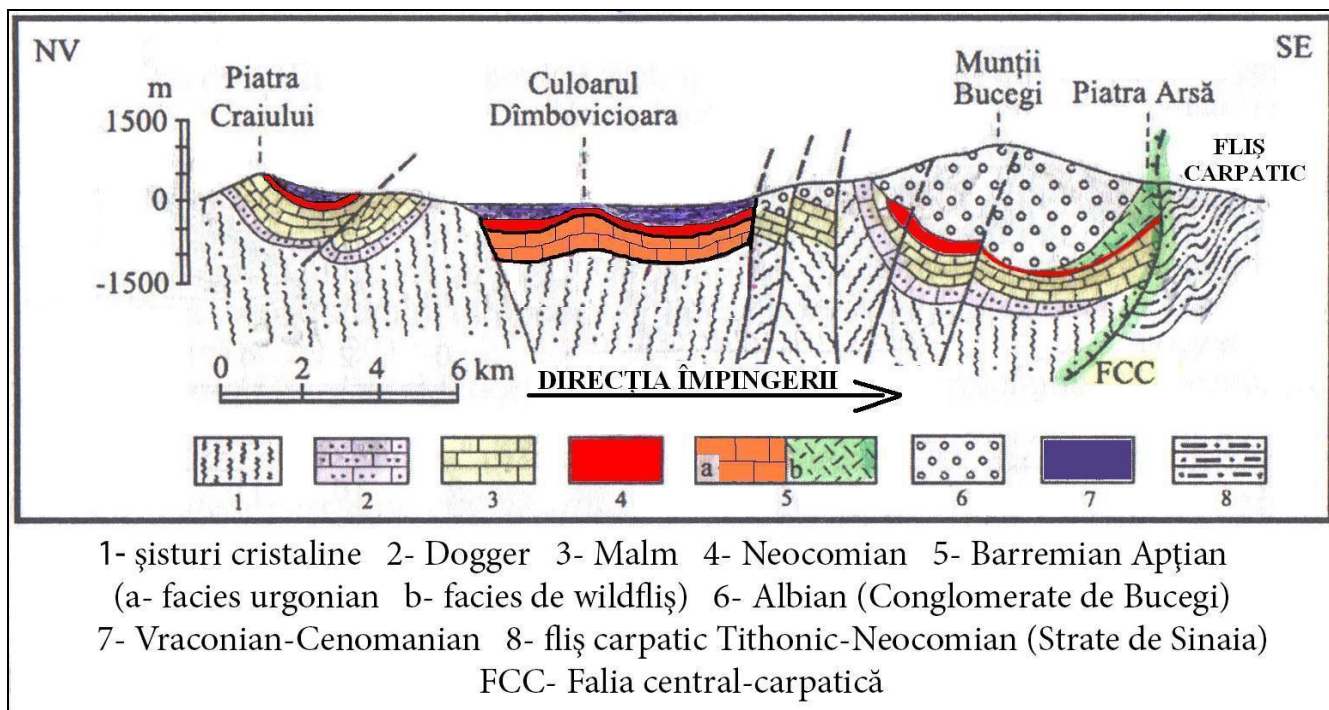
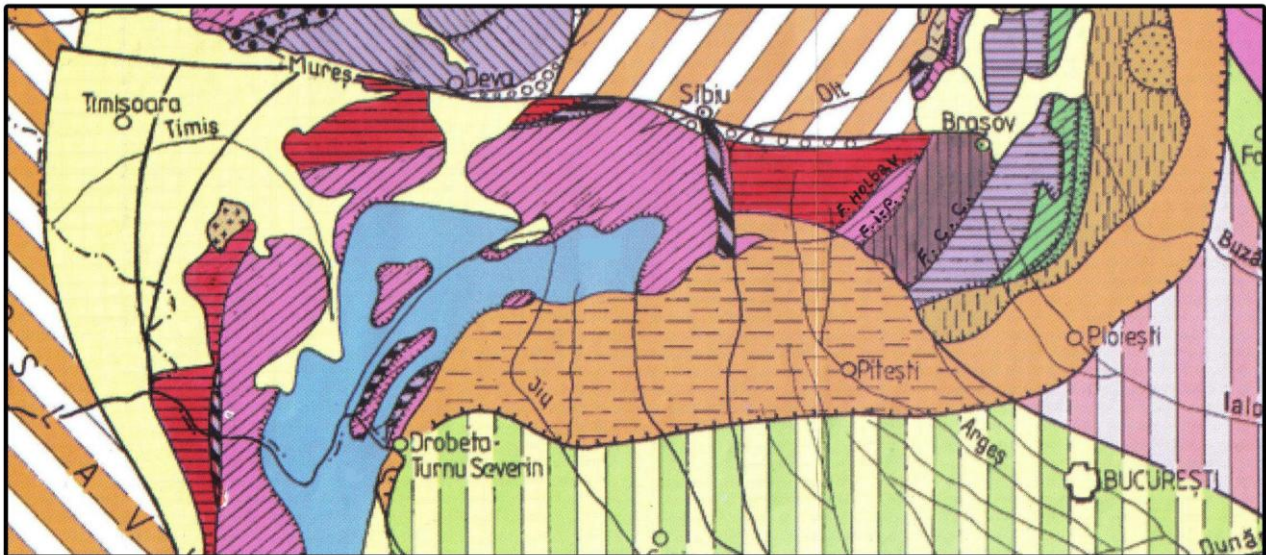


Fig. 11. Secțiune geologică între Masivul Piatra Craiului și Valea Prahovei
Sursa: Mutihac et al. (2004)

HARTA TECTONICĂ A CARPAȚILOR MERIDIONALI



LEGENDA

-  PÂNZA LEAOTA - BUCEGI - PIATRA MARE
-  PÂNZA GETICĂ
-  UNITĂȚILE SUPRAGETICE
-  ZONA DE SOLZI
-  PÂNZA DE CEAHLĂU
-  PÂNZA DE SEVERIN
-  AUTOHTONUL DANUBIAN
-  PÂNZA DE TELEAJEN
-  PÂNZA DE TARCĂU
-  DEPRESIUNEA GETICĂ
-  DEPRES. ADIACENTE ȘI INTRAMONTANE

Fig. 12. Harta tectonică a Carpaților Meridionali. Sursa: Mutihac et al. (2004)

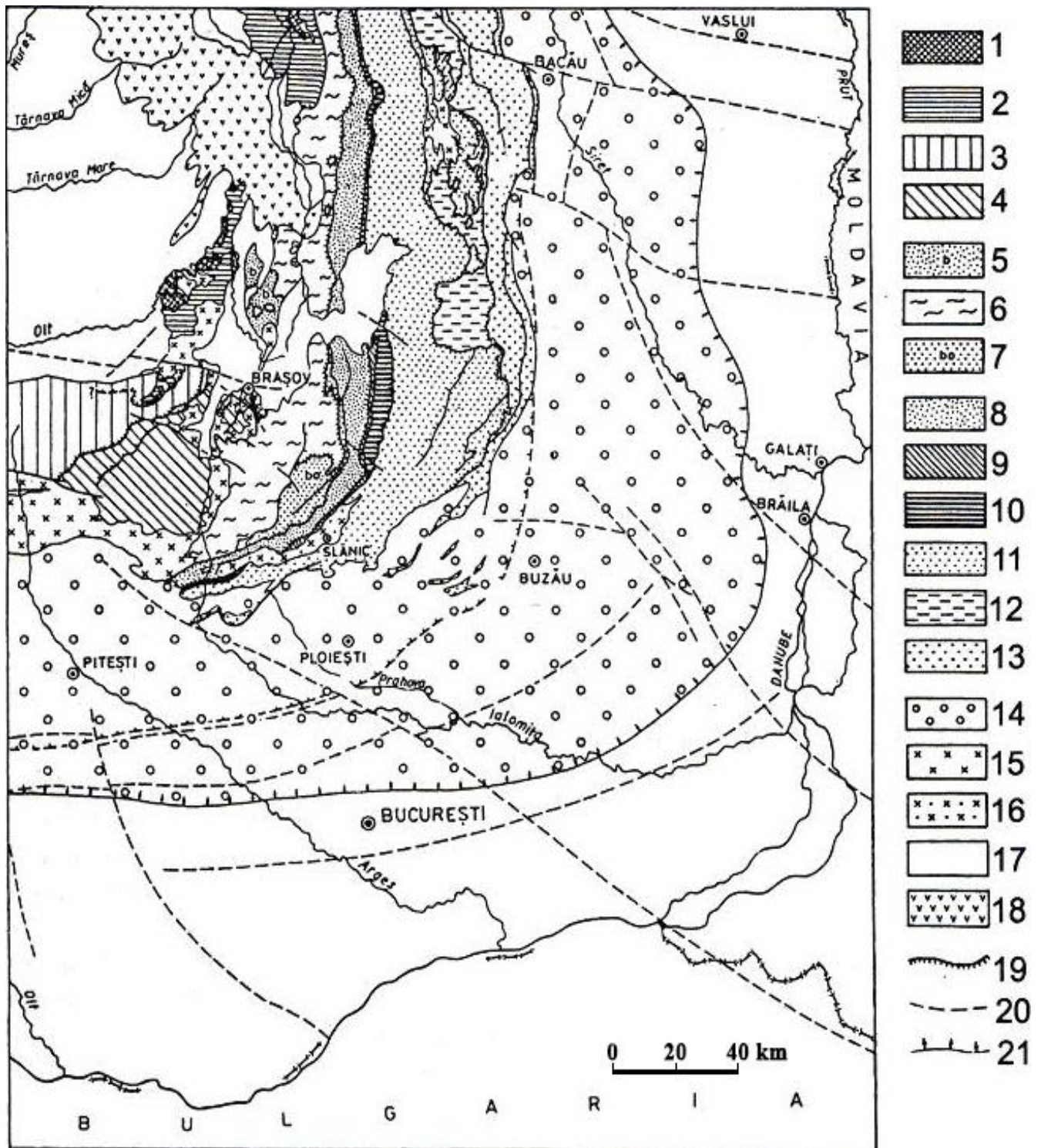


Fig. 13. Schița tectonică a Carpaților sud-estici. Sursa: Săndulescu et al. (1995)

LEGENDA: Transilvanide: 1. Pânza transilvană; Dacide mediane: 2. Pânza bucovinică; 3. Pânza supragetică (subbucovinică); 4. Pânza getică (infrabucoviniană); Dacidele externe: 5. Pânza de Baraolt; 6. Pânza de Ceahlău; 7. Pânza de Bobu; Moldavidele: 8. Pânza flişului curbicortical; 9. Pânza de Macla; 10. Pânza de Audia; 11. Pânza de Tarcău; 12. Pânza cutelor marginale; 13. Pânza subcarpatică; 14. Avantfosă; 15. Cuvertura posttectonică a Dacidelor; 16. Cuvertura posttectonică a Moldavidelor; 17. Depresiunea molasei; 18. Vulcanite neogene; 19. Pânză de şariaj; 20. Falie profundă; 21. Flexură.

Capitolul III

SUPRAFETELE DE NIVELARE

1. ANSAMBLUL DE VÂRFURI ȘI CRESTE SUPERIOARE CA POZIȚIE FAȚĂ DE NIVELELE COMPLEXULUI SCULPTURAL BORĂSCU

Gipfelfluhr (în română, *gipfelflur*) = termen introdus de Albrecht Penck (1919), semnificând un plan ideal în care se înscriu tangent cele mai înalte creste dintr-un ținut muntos, în care văile sunt distanțate egal, iar pantele medii sunt aproximativ aceleași. Era considerat *nivelul superior de denudare* sau *nivelul de creste*. Termenul provine din Alpi, unde planul crestelor a fost denumit *Gipfel* (Fig. 14).

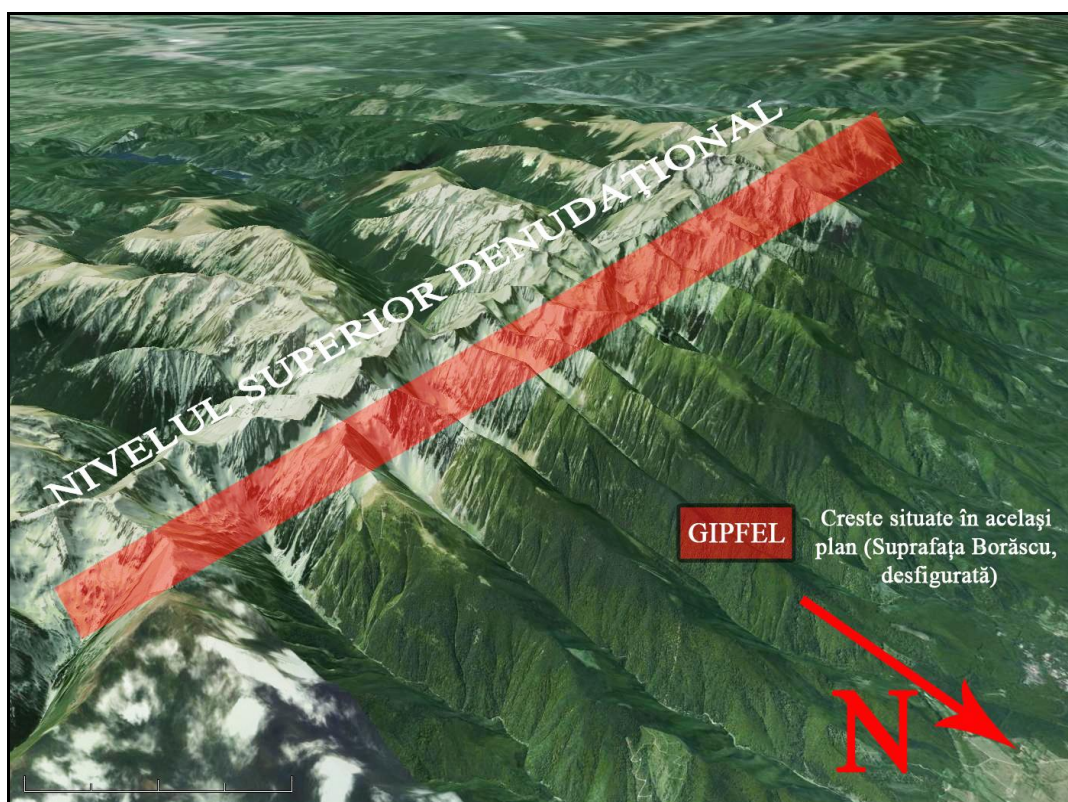


Fig. 14. Nivelele gipfelflurului în culmea principală și pe versantul nordic al Munților Făgăraș.
Sursa imaginii satelitare: Google Earth

Rezultatele prezentate în capitolul „Geomorfologie” din Monografia geografică a R. P. Române (1960), în harta care îl are ca autor pe E. Nedelcu (p. 167), precum și cele ale lui Sârcu (1958), confirmă altitudinea de 2000 - 2200 m pentru platforma Borăscu, care pe versantul nordic al Făgărașului, a fost transformată într-un *nivel de creste cvasiparalele*, fiind dominată cu circa 300 m de un *al doilea nivel de creste* (creasta principală a Făgărașului), rezultat din modelarea vechilor martori de eroziune (monadnockuri) ai Peneplenei Carpatice. Așadar, în accepțiunea lui I. Sârcu, în Munții Făgăraș există două nivele ale gipfelflurului. Aceste condiții se regăsesc, deopotrivă, atât în Munții Retezat cât și în Munții Parâng.

Tot pentru Munții Făgăraș, Florea (1998), precizează, de asemenea, două nivele ale gipfelflurului (relief rezidual), care domină nivelele Podeanu (2100 - 2300 m) și Marginea (1900 - 2100 m), acestea din urmă aparținând complexului sculptural Borăscu:

■ **nivelul superior (cel mai înalt), de vârfuri**, corespunzător crestei principale (desfășurată pe aprox. 40 km) care, între vârfurile Suru și Urlea, include 40 de vârfuri la un nivel de 2300 - 2400 m, inclusiv cele 6 vârfuri de peste 2500 m. A rezultat prin *eroziunea fluviatilă*, reactivată în timpul înălțărilor din PLIOCENUL SUPERIOR (în faza Valahă), când au fost definitivitate trăsăturile actuale ale reliefului din punct de vedere tectono-structural prin înălțarea cu peste 800 m a acestui masiv.

■ **nivelul inferior, de creste „lamă de fierăstrău”**, situat sub vârfurile crestei principale, reprezentat, pe versantul nordic, de muchii ascuțite, cvasiparalele, cu aspect de creste alpine tipice. A fost realizat prin *modelarea glaciară și periglaciară* din PLEISTOCEN, accentuată de *mișcările de înălțare* din faza *Pasadenă* (dintre Riss și Würm). Planul imaginar care ar uni crestele ascuțite, paralele, de pe clina nordică a Făgărașului, reprezintă, în accepțiunea lui Sârcu (1958), platforma Borăscu desfigurată, dezmembrată de eroziunea cuaternară acerbă.

Pentru Munții Retezat, Urdea (1992) afirmă că suprafețele de nivelare ale complexului sculptural Borăscu sunt dominate de un ansamblu de creste, un adevărat *gipfflur*. Acest gipfflur a rezultat din distrugerea (mai ales datorită proceselor glaciare și periglaciare din Pleistocen) suprafeței postlaramice. **Suprafața postlaramică** (Urdea, 1992; Urdea, 2000) a fost modelată după mișcările fazei Laramice (începând cu Paleocenul), până la mișcările fazei Pirineene (Oligocen inferior), timp de circa 30 milioane ani, și precede, ca vechime, primului nivel al complexului sculptural Borăscu, adică suprafeței superioare Lazărul (de vârstă Oligocen inferior – Chattian superior - Aquitanian). În fapt, suprafața postlaramică este echivalentă, conceptual, primei *penepene carpatice* realizată, desigur, prin procese caracteristice peneplanației (Urdea, 2000), înălțată în mai multe rânduri de mișcările epigenetice (proces de întinerire), distrusă ulterior, și care apare astăzi ca un veritabil *gipfflur* (cel mai înalt nivel de creste, la ±2500 m). Referitor la cel de-al doilea nivel de creste, geograful afirma: „Inexistența suprafeței superioare (Lazărul) în partea central-nordică a Munților Retezat nu trebuie să ne surprindă, deoarece aici, văi paralele și aproximativ adâncite au disecat din vechea suprafață creste de intersecție a versanților, transformate în decursul Pleistocenului în costuri glaciare-periglaciare ...”

2. SUPRAFETE ȘI NIVELE DE EROZIUNE DIN CARPAȚII MERIDIONALI ȘI VESTUL CARPAȚILOR DE LA CURBURĂ

Una dintre caracteristicile Carpaților Românești o reprezintă prezența nivelelor și a suprafețelor de eroziune, dovada unei evoluții policiclice a reliefului, evidențiată după fazele tectogenetice Austriacă (Cretacicul mediu) și Laramică (Cretacicul superior). Primul care le-a menționat a fost Emm. de Martonne (1905 și 1907) și Sawicki (1912), ultimul raportând astfel de forme în Munții Apuseni. Studii ce acopereau Carpații Estici au fost făcute de Martonne (1924), Ficheux (1929) și de Nordon (1933). Mulți geografi români care s-au concentrat pe regiunea montană au confirmat constatări mai vechi, dar au identificat și alte nivele de eroziune.

Investigațiile detaliate au condus la descoperirea a 8 - 9 nivele în loc de 3 cunoscute înainte de anul 1936. V. Mihăilescu (1963) a grupat aceste nivele în 3 complexe de modelare, păstrând denumirile date de Martonne: Borăscu, Râu Șes și Gornovița. Unii autori au reușit să distingă nivele secundare: BI (Borăscu I), BII (Borăscu II) etc. Un interes mai mare decât numărul acestor nivele îl prezintă:

- aspectul lor geomorfologic prezent (fizionomia și înclinarea);
- gradul lor de conservare;
- aria de răspândire (ocurența);
- vârsta;
- sistemele morfogenetice care au concurat la formarea și evoluția lor:
 - condițiile paleoenvironmentale (paleoclimatul și paleovegetația),
 - agenții și procesele de modelare,
 - formele și depozitele corelate.

2.1. PEDIPLENĂ SAU PENEPLENĂ CARPATICĂ?

După cele mai importante mișcări de cutare (cu șariaje) din faza Austriacă în arealul circumscris Carpaților de astăzi, de sub apele geosinclinalelor au apărut la zi primele masive și primele culmi. A urmat apoi o pauză tectonică relativă. Aceasta a durat peste 50 de milioane de ani, timp în care și condițiile climatice au fost favorabile unei eroziuni puternice, care a nivelat aproape tot ce fusese ridicat, creînd o vastă *penepenă - pediplenă*, pe întinderi ce depășesc cu mult munții de astăzi. Carpații sunt unitatea de relief care păstrează cel mai bine, la zi, urmele acestei penepene - pediplene, motiv pentru care este denumită **Pediplena Carpatică** (Posea, 1962, 1997, 1998 și 2002) sau **suprafața postlaramică** (Urdea, 1992; Urdea, 2000) de vârstă Paleocen - Oligocen inferior (astăzi un gipfflur), o veritabilă **penepenă** cizelată în decursul a circa 30 milioane ani.

Suprafețele de nivelare (paleogene) de până la 2400 m altitudine sunt cele mai bine conservate dintre toate nivelele carpatice. Ele aparțin complexului de modelare Borăscu al Carpaților Meridionali, căruia îi corespund suprafețele Semenice și Nergana (Munții Banatului), Fărcaș-Cârligați (Munții Apuseni) și Platforma Eocenă Est Carpatică. Încă din anul 1907, Emm. de Martonne (în Tufescu et al., 1981) a considerat aceste suprafețe ca părți dintr-o penepenă, asemenea și Urdea (1992), iar Niculescu (în Bălțeanu et al., 2000) nu se decide clar pentru una sau cealaltă dintre variante, propunând termenul compus „penepenă-pediplenă”. I. Sârcu (1958) asociază complexului sculptural Borăscu cele două nivele ale gipfflurului pentru Munții Făgăraș, iar N. Popescu (1984), analizând caracterul suprafețelor de racord dintre nivele Borăscu I și II, atribuie suprafețelor superioare o geneză prin pedimentare.

Numeroasele resturi ale Suprafeței Borăscu din toate ramurile Carpaților arată că nivelarea reliefului a avut loc pe o arie mult mai mare decât cea existentă în prezent, cuprinzând în faza inițială de formare și depresiunile Panonică, Transilvană și Getică, chiar și unitățile de platformă extracarpatică (Fig. 26). Faptul că în multe locuri aceste rămășițe sunt păstrate în forma aproape perfectă a platformelor de nivelare, sugerează că modelarea reliefului a fost un proces foarte îndelungat, în condițiile unui calm tectonic relativ, dar cu mișcări epigenetice. Aceste condiții s-au format după mișcări orogenetice puternice, asociate cu certitudine în fazele Austriacă (Cretacicul mediu) și Laramică (Cretacic superior), condiții care au durat până la sfârșitul Oligocenului, adică peste 30 de milioane de ani, mai mult decât intervalul Aquitanian - Holocen, când s-au format toate celelalte noi nivele de eroziune carpatice. Modelarea glaciară și periglaciară (Riss - Würm), ca și procesele crionivale (prezente) și-au pus ultimele amprente asupra morfologiei suprafeței Borăscu în Carpații Meridionali și în partea vestică a Carpaților de la Curbură, rezultând *caracterul poligenetic* al acesteia.

Studiile efectuate pentru descifrarea *vârstei* și a *condițiilor paleoenvironmentale* corespunzătoare suprafeței de eroziune Borăscu din carpații Meridionali, Munții Apuseni și vestul Carpaților de la Curbură s-au bazat pe *metoda depozitelor corelate*, depozite sedimentate pe țărmurile unor mări epicontinentale. Concluziile unora dintre cele mai aprofundate astfel de studii sunt următoarele:

► În Carpații Meridionali, formarea complexului sculptural Borăscu s-a desfășurat în trei etape de pedimentare (Niculescu, în Bălțeanu et al., 2000) întrerupte de mișcări epigenetice (au rezultat nivelele Borăscu I, II și III). Nivelarea Carpaților a condus la formarea unei suprafețe ușor ondulate, dominată din loc în loc de martori de eroziune izolați tip monadnock / inselberg, având aspectul unei **penepene - pediplene** (Niculescu, în Bălțeanu et al., 2000). De asemenea (Niculescu, 1965), s-au adus precizări asupra vârstei platformei Borăscu, considerându-se că formarea ei a început în Danian, după desăvârșirea șariajului getic (Fig. 25 a) și a durat până la sfârșitul Oligocenului (Fig. 25 b), când mișcările tectonice din faza Savică au înălțat-o și au supus-o eroziunii unui nou ciclu de eroziune. Depozitele corelate ale celor trei stadii de pedimentare, regăsite în Depresiunea Hațeg (Niculescu, 1965), sunt: argile, șisturi argiloase roșii cu urme de plante și de dinozaur de vârstă Danian (Paleocen).

► Compoziția depozitelor corelate (argile striate de vârstă Paleocen, Eocen mijlociu și Oligocen mediu, separate de orizonturi de depozite marine, depuse pe marginea nordică a platformei Fărcaș din Munții Gilău - Muntele Mare), a florei și faunei fosile din Munții Apuseni, l-au condus pe

Pop (1962 și 1970) să explice istoria morfogenetică a suprafeței vechi de eroziune Fărcaș (echivalentul Borăscu I și II din Carpații Meridionali). Argumentele invocate indică un *climat tropical-subtropical* (sezon ploios – sezon secetos) ce a condus și la conservarea unor abrupturi între nivelele de eroziune. Pop (1962) a considerat că argilele provin din nestatornicia crustelor lateritice de meteorizație.

► P. Coteț (1973) admite pentru geneza complexului sculptural Borăscu o *modelare ecuatorială* (alterare chimică și eroziune fluviatilă), pe fondul mișcărilor eustatice, care, printr-o epirogeneză intensă, au asigurat condițiile geomorfologice optime unei eroziuni accentuate. De asemenea, *modelarea litorală*, legată de transgresiunea senoniană, se pare că a avut un rol important în definitivarea acestui complex sculptural. Prezența recifelor pe cristalini sau în apropierea cristalinelor (spre exemplu Leaota - Bucegi) indică rolul acestora în procesele litorale marine. Prezența depozitelor cu urme de lateritizare în bazinul Transilvaniei ar indica modelarea într-un climat cald și umed.

► Gr. Posea (2002) precizează, în accepțiunea sa, condițiile climatice care au favorizat formarea **Pediplenei Carpatice**. Geograful afirma: „După urmele de floră și faună descoperite, din analiza tipurilor de sedimente depuse atunci, s-a dedus că domnea un climat tropical-subtropical, similar cu cel actual din sud-estul Asiei sau sud-estul Americii de Nord. Regimul pluviat era sezonier, cu un maxim în timpul verii când atingea valori de 1000 - 1200 mm. Temperaturile medii au fost de 20 - 24°C. În sezonul ploios domina alterarea rocilor în adâncime, iar în cel secetos, ploile rare torențiale spălau materialele alterate. Datorită secvențelor de formare, această pediplenă prezintă adesea unele trepte (două, chiar trei, uneori), sau diferențieri de la o regiune la alta. Acestea au rezultat din faptul că «liniștea» tectonică a fost deranjată uneori de anumite mișcări care aveau caractere diferite de la un loc la altul. În ansamblu, au putut fi recostituite trei secvențe din cadrul etapei respective.”

► În literatura geomorfologică dedicată spațiului montan carpatic, probabil cel mai complex, argumentat și convingător studiu al suprafețelor de nivelare, coroborat cu metoda depozitelor corelate, a fost realizat de geograful Petru Urdea în teza de doctorat intitulată „*Munții Retezat. Studiu geomorfologic*”, publicată în anul 2000 la prestigioasa editură a Academiei Române din București. Geograful P. Urdea (2000), analizând informații stratigrafice din bazinele Petroșani și Hațeg, pe baza cărora deduce condițiile paleoenvironmentale (din studii sedimentologice, palinologice, paleobotanice și paleoclimatice), relevă un paleoclimat bogat în precipitații, conform cu Givulescu (1997) (Tabel 2), în care a fost modelat, cel puțin în partea superioară, masivul montan Retezat. Prin urmare, P. Urdea argumentează că, pentru întreaga perioadă cuprinsă între mișcările Laramice de la începutul Paleocenului și până la mișcările Moldavice din Sarmațian inferior, în Munții Retezat au fost specifice condițiile eroziunii normale (Macar, 1946), rezultanta fiind formarea **suprafețelor de peneplenă** (suprafața postlaramică și suprafețele corespunzătoare complexului sculptural Borăscu), astfel că, în procesele de peneplanație, principalii agenți erozionali au fost râurile și apele pluviale.

Suprafața postlaramică din Munții Retezat, conform cu Urdea (2000), a fost corelată cu formațiunea eocenă Cimpa-Răskoala (din Bazinul Petroșani) și cu depozitele orizontului bazal al stratelor de Sânpetru (din Bazinul Hațeg) care aparțin Maastrichtianului (Fig. 27). Geograful argumentează că suprafața postlaramică, perfectată până în faza orogenetică Pirineană (Oligocen inferior), timp de circa 30 milioane ani, nu mai poate fi recunoscută astăzi în forma ei originală, deoarece a fost distrusă mai ales datorită proceselor glaciare și periglaciare pleistocene, rezultând un veritabil *gipfflur* (ansamblu de vârfuri și creste la ± 2500 m) care domină *suprafața superioară de nivelare (Lazărul) a complexului sculptural Borăscu*. Depozitele corelate ale suprafeței postlaramice sunt: cele ale orizontului bazal al stratelor de Sânpetru, constituit din conglomerate, gresii, argile, tufite, predominant de culoare roșcată sau brună, cu orizonturi negricioase, datorită abundenței materiilor organice, cu resturi de plante (Stillă, 1985); cele ale formațiunii de Cimpa-Răskoala, constituite din pietrișuri și conglomerate, considerate depozite piemontane (Drăghindă, 1963), iar uneori, bancuri de calcare de apă dulce. Pietrișurile și conglomeratele cu galeți puternic uzați (Drăghindă și Diaconu, 1962) îl îndreptățesc pe Urdea să susțină existența unei paleorețele hidrografice viguroase. Totodată, abundența resturilor organice și a impresiunilor de frunze (indicatorul unei paleovegetații forestiere

bine reprezentate), susțin, în accepțiunea autorului, existența unui paleoclimat cald și bogat în precipitații. De asemenea, Urdea (2000) afirmă că datele paleobotanice oferite de bazinul Rusca Montană pentru perioada Maastrichtian - Paleocen (Petrescu și Dușa, 1980), de punctele fosilifere de la Săsciori (Sebeș) pentru Senonian (Petrescu și Huică, 1972), precum și cele din nord-vestul Transilvaniei pentru Eocen (Pop și Petrescu, 1971), pledează pentru condiții climatice asemănătoare cu cele actuale din sud-estul Asiei (bazinul Fluviului Roșu, insula Hainan și sudul Chinei).

Complexul sculptural Borăscu, ciclul desfășurat pe un interval temporal cuprins între mișcările Pirineene (Oligocen inferior) și cele ale fazei Moldavice (Sarmațian inferior), cu cele trei nivele (suprafețe) ale sale, sunt corelate cu depozite sedimentare existente în bazinele Petroșani și Hațeg, depuse în intervalul dintre Chattian (Oligocen superior) și sfârșitul Badenianului.

Suprafeței superioare – Lazărul (Borăscu I) îi corespund, în Bazinul Petroșani, depozitele corelate ale Formațiunii de Dâlja-Uricani (Chattian) constituită în bază din conglomerate și gresii, peste care repauzează 21 de straturi de cărbuni (Givulescu, 1996 a), precum și partea inferioară a Formațiunii de Lonea alcătuită din conglomerate cu elemente cristaline, marne, gresii și argile. Pachetul de roci amintit reprezintă o alternanță de depozite continentale și marine, cele continentale fiind tipice pentru faciesuri de albie și de ape stagnante, cu condiții de formare a cărbunilor. În cadrul faciesului de albie se constată existența unor galeți cu grad ridicat de rulare și de sortare, ce crește de la vest către est (Drăghindă, 1963), fapt care indică existența unor râuri viguroase ce transportau cantități mari de aluviuni din zina montană vecină. În Bazinul Hațeg, depozitele corelate sunt reprezentate prin complexul inferior (Chattian), alcătuit din conglomerate, pietrișuri și gresii, trecând spre partea superioară în depozite predominant nisipo-argiloase cu intercalații de calcare de apă dulce. Succesiunea se continuă cu complexul argilo-nisipos cu intercalații de cărbune brun (de 40 - 45 cm), atribuite Aquitanianului (Stillă, 1985; Stancu et al., 1980). Prezența cărbunilor în ambele bazine, mulțimea amprentelor foliare și a trunchiurilor de arbori (inclusiv palmieri) au permis reconstituirea condițiilor de paleomediu care au indicat un climat temperat-cald-umed, chiar subtropical (Givulescu, 1996 b).

Suprafeței medii – Zlata (Borăscu II) îi corespund, în Depresiunea Petroșani, depozitele corelate ale părții superioare a Formațiunii de Lonea și depozitele membrului inferior din cadrul Formațiunii de Sălătruc, aparținătoare Burdigalianului. Ca depozite corespondente în Bazinul Hațeg au fost amintite cele sedimentare ale Burdigalianului (Stillă, 1985). Aceste depozite indică faptul că a doua fază denudațională a complexului Borăscu, derulată pe o perioadă de circa 7 milioane ani, s-a realizat sub acțiunea sculpturală a unei rețele hidrografice viguroase, asupra reliefului preexistent;

Depozitele corelate ale *suprafeței inferioare – Văsiel-Drăgșanu (Borăscu III)* sunt cele aparținătoare membrului superior al Formațiunii de Sălătruc (Badenian), depuse transgresiv și discordant, toate aceste depozite sugerând maturitatea reliefului înconjurător.

► Depozitele corelate provenite prin erodarea „uscatului” *promontoriului Leaota - Ciucaș* sunt: faciesurile paleogene (Paleogen inferior - Eocen mediu) din pânda de Tarcău (gresiile de Siriu și Tarcău), care cuprind elemente silicioase cimentate. Caracterul grosier-psamitic al elementelor gresiei de Tarcău arată apropierea liniei țărmului mării eocene, situată la limita vestică a răspândirii actuale a acestui facies (Grigoraș et al., 1963). Acest facies detritic prezintă și intercalații argiloase de culoare cenușie și roșiatică ce se pot urmări în zona Munților Buzăului (Penteleu - Podu Calului - Siriu) și în Munții Vrancei (Săndulescu M. și Săndulescu J., 1964).

Posea (1998) menționează că cea mai veche suprafață din Carpați are o *prezență discutabilă* în aria Postăvaru - Piatra Mare - Baiului - Grohotiș - Ciucaș. Considerată drept *o caracteristică exclusivă a masivelor cristalino-mezozoice carpatice*, ea s-a modelat începând cu sfârșitul Cretacicului (Danian) și s-a perfectat în Paleogenul mediu (Eocen), dar nivelările s-au prelungit până în Oligocen și chiar în Badenian, așa cum se poate constata din studiul lui Urdea (în Bălțeanu et al., 2000) și Urdea (2000), pentru Munții Retezat.

Vestul Carpaților de la Curbură se află la contactul cu ramura Carpaților Meridionali în care acest relief neted și vechi este o caracteristică a tuturor masivelor înalte de peste 1800 m. În acest spațiu

geografic, în urma orogenezei Laramice se modela subaerian un promontoriu orientat vest-est (Leaota - Ciucaș). În această etapă, Carpații de la Curbură se reduceau doar la zona cristalină și o parte din flișul cretacic. Spre est începuse formarea flișului paleogen, în care pot fi căutate depozite corelate cu etapa contemporană modelării peneplenei - pediplenei carpatice.

Corelarea acestor faciesuri ale flișului paleogen cu evoluția reliefului, pe baza hărților geologice scara 1:200000 (1967 - 1968) permite constatarea că, la vest de linia internă, denumită linia de Teleajen (Mutihac, 1990), avea loc o modelare subaeriană. Condițiile morfoclimatice erau apropiate de cele subecuatoriale, de savană, probabil cu unele influențe musonice (Pop, 1962; Posea et al., 1974).

În acest context, uscatul (peninsula) Leaota - Ciucaș cunoștea o modelare prin retragerea versanților, în care pedimentele și inselbergurile erau șlefuite prin alterări cu formare de cuirase lateritice roșiatice, dezagregări și o rețea de văi în general scurte și, probabil, cu o dispoziție radiară. Principalele înălțimi, deși prezintă influențe litologice și structurale (estul Bucegilor, Postăvaru - Piatra Mare, Munții Ciucaș și Grohotiș) sau sunt independente de structură (Munții Leaota), sugerează, cu toată modelarea periglaciară, aspectul de cupole. Astfel de inselberguri dominau o suprafață relativ unitară de podiș sau dealuri joase, având culmi adesea asimetrice.

Evenimentele tectonice ulterioare și mai ales cele mai recente înălțări (Pliocen - Cuaternar) alături de formarea Depresiunii Brașov, au dus la fragmentarea puternică a acestui vechi relief, astfel încât peneplena - pediplena s-a transformat din suprafață de eroziune în nivele de eroziune cu poziții altimetrice ce oscilează între 1600 - 1700 m în aria flișului cretacic și 2300 - 2400 m pe conglomeratele și calcarele din Bucegi.

Evoluția reliefului între Cretacicul terminal și Oligocen a avut loc în condiții de relativă stabilitate tectonică. După faza Laramică, în care s-au conturat structurile majore, au existat doar mici oscilații pe verticală ce au corespuns fazei Pirineene. Acestea pot fi explicate de prezența în faciesurile Eocenului mediu din flișul paleogen (flișul grezos) la nivelul etajului Lutețian a gresiilor cu nisipuri mai grosiere. Intercalațiile argiloase cu nuanțe de roșu, pot fi scoarțe de alterare remaniate, transportate de pe uscat în marea eocenă de o rețea de văi ale cărei debite creșteau în anotimpul umed și puteau prelua elementele mobile rezultate din distrugerea crustelor de alterare.

Definitivarea rețelei de văi în Pliocenul superior și Pleistocen - Holocen, a dus la distrugerea într-o perioadă relativ scurtă, a continuității suprafeței ce nivela masivele înalte. Adâncirea Timișului (străpungerea cumpenei de ape Postăvaru - Piatra Mare), a Gârcinului, Ghimbășelului și afluenților, în condițiile apariției noului nivel de bază al Depresiunii Brașov, a dus la disecarea vechiului relief paleogen sub formă de culmi înguste și prelungi, martori și înșeuări și accentuarea remarcabilă a trăsăturilor impuse de rocă și structură. De aceea, problema acestor suprafețe în zona Bucegi - Ciucaș rămâne deschisă.

Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare

2.1.1. Carpații Meridionali dintre Culoarul Timiș - Cerna și Defileul Oltului (în masive reprezentative)

■ În *Masivul Godeanu*, situat la mari distanțe de întinsele regiuni depresionare și ferit de eroziunea puternică exercitată spre periferia munților, se păstrează cele mai concludente dovezi de nivelare generală a Carpaților Meridionali. Aici au fost identificate de Emm. de Martonne (1907) primele două suprafețe de eroziune existente și în alte masive din Carpați: Borăscu și Râu Șes. Cercetările ulterioare (Niculescu, 1965) au precizat extensiunea suprafețelor de eroziune din masiv. Suprafața Borăscu, alcătuită din două nivele, B I la 2100 - 2250 m și B II la 2000 - 2050 m, nivelează culmea principală și culmile nordice, unde se păstrează sub formă de poduri întinse (Borăscu, Paltina și Scărișoara), culmi rotunjite și trei martori de eroziune (monadnockuri) care domină platforma: Vf. Gugu, Godeanu și Galbena. Acestea reprezintă ultimele resturi ale unui relief mai vechi. Muntele Murariu, prin netezimea lui, reprezintă platforma aflată la cea mai mare altitudine în Munții Godeanu (2280 m). Vârsta: Danian - sfârșitul Oligocenului.

■ În *Munții Retezat*, suprafețele de nivelare ale complexului sculptural Borăscu, formate prin procese fluvio-denudaționale, sunt dominate de cel mai înalt nivel de creste (*gipfelflur*), înfățișat ca vârfuri la ± 2500 m, veritabili martori reziduali ai *suprafeței postlaramice*, singura paleosuprafață cu caracter general din Carpați (Urdea, 2000), cizelată în circa 30 milioane ani. La circa 300 m diferență de nivel, sub nivelul *gipfelflurului*, se înfățișează suprafețele complexului sculptural Borăscu (Fig. 27):

- *suprafața superioară – Lazărul*, situată la ± 2200 m, modelată în timpul calmului tectonic relativ dintre mișcările Pirineene (Oligocen inferior) și cele Savice (Chattian superior - Aquitanian), timp de circa 15 milioane ani. Inclusiv pentru Aquitanian, pădurea reconstituită a permis reconstituirea paleoclimatului caracterizat prin ploi abundente tot anul, cu un maxim de vară (Givulescu, 1997);

- *suprafața medie – Zlata*, situată la ± 2000 m, modelată după mișcările Savice, până la cele Stirice vechi (Helvețian superior - Badenian inf.), în condiții climatice aproape similare cu cele precedente;

- *suprafața inferioară – Văsiel-Drăgșanu*, situată la 1800 - 1950 m, sculptată între mișcările Stirice și cele ale fazei Moldavice (Sarmațian inferior), într-un climat subtropical-temperat cald și umed, caracteristic astăzi sud-estului Chinei și sud-estului S.U.A. (Roman și Țicleanu, 1986).

■ În *Munții Vâlcan* (Nimigeanu, 1972) suprafața Borăscu, situată pe culmea principală la numai 1700 - 1800 m, formează platoul din jurul Vf. Straja, culmea rotunjită din Arcanu și creștetul Pietrei Boroștenilor etc. La cca 1400 m, Emm. de Martonne (1907) a pus în evidență o deformare accentuată;

În *spațiul muntos dintre Olt și Jiu* (Fig. 29), suprafața cea mai veche considerată ca reprezentând resturile unei peneplene carpatice generale, nu este dată de un singur nivel, ci de un complex în care se individualizează clar două nivele: la 2000 - 2200 m și la 1800 - 1900 m, cu dedublări la 1750 - 1800 m. Așadar:

■ În *Munții Parâng* (Fig. 28), cercetările întreprinse de Silvia Iancu (1970) au adus precizări referitoare la extensiunea suprafeței Borăscu. Ele confirmă existența acesteia în locurile menționate de Emm. de Martonne și relevă prezența platformei și dincolo de Petrimanu, în Munții Fratoșteanu și Părăginosu. Ca în Munții Godeanu - Țarcu, și aici platforma Borăscu constituie un complex sculptural alcătuit din două nivele, format în intervalul Maastrichtian - Oligocen superior;

■ În *Munții Cindrelului* (Fig. 29), M. Buza (1978), platforma Borăscu se continuă deasupra înălțimii de 2000 m, fiind foarte bine dezvoltată între Vf. Șerbota (2136 m) și Vf. Cindrel (2244 m). În acești munți nu poate fi vorba de martori de eroziune care să domine platforma. V. Mihăilescu (1970), având în vedere netezimea sa remarcabilă, a denumit suprafața superioară – „Platforma Cindrel”.

2.1.2. Estul Carpaților Meridionali și vestul Carpaților de la Curbură

În contextul lipsei unei viziuni unitare asupra ocurenței certe a suprafețelor morfologice contemporane cu suprafața Borăscu din Munții Retezat - Godeanu (Martonne, 1907), considerăm necesară, cel puțin parțial, clarificarea acestei probleme în spațiul circumscris *estului Carpaților Meridionali și vestului Carpaților de la Curbură*. Pentru aceasta am apelat la studiile existente:

■ În *estul Munților Făgăraș* (Fig. 32), existența peneplenei - pediplenei carpatice a fost explicată (Sârcu, 1958; Popescu, 1984), pe cristalin, relieful ei fiind etajat (nivelul superior, Podeanu = Borăscu I, cu altitudini de 2100 - 2300 m și nivelul inferior, Marginea = Borăscu II, de 1900 - 2100 m, cu cea mai mare frecvență la 1800 - 1900 m, având aspectul unor borduri rotunjite la „marginea” picioarelor sudice), sub formă de culmi concav-convexe, dominate de vârfuri (inselberguri) formate prin pedimentație (Popescu, 1984). În aceste culmi s-au modelat nivelele de creste sau *gipfelflur* (Sârcu, 1958). Cum s-a mai precizat, Sârcu distinge altimetric două nivele ale *gipfelflurului*: *nivelul superior*, corespunzător crestei principale, care include 40 de vârfuri la un nivel altimetric de 2300 - 2400 metri; *nivelul inferior*, reprezentat de versantul de nord sub formă de creste paralele de tip „lamă de fierăstrău” (creste periglaciare de intersecție), care pot fi unite imaginar într-un plan recordabil cu nivelul superior al peneplenei - pediplenei (Podeanu), situat la 2000 - 2200 m (Fig. 14).

Cercetările lui E. Nedelcu în Munții Făgăraș au avut în atenție repartiția și cartarea resturilor platformei Borăscu, care se situează aici la înălțimea de 2000 - 2200 m (Niculescu și Nedelcu, 1961).

■ În *Munții Iezer* (Fig. 33), E. Nedelcu (1967) afirmă că existența acestei suprafețe este, de asemenea, dovedită pe cristalin în tot spațiul montan dintre văile Râușorului și Dâmboviței, între 1800 - 2200 m (Nedelcu, 1965) sau 2000 - 2300 m (Nedelcu, 1967), dominată de vârfuri cu înălțimi de 2000 - 2400 m, având două trepte posibile racordabile cu cele din Făgăraș;

■ În *Munții Piatra Craiului* (Fig. 34 și Fig. 35), cu tot aspectul de creastă calcaroasă ascuțită, este descris și reprezentat (Constantinescu, 2009) complexul sculptural Borăscu, modelat sub forma a două trepte prelungi și foarte înguste, la ± 2150 m, Borăscu II (nord) și ± 2000 m, Borăscu III (centru).

■ În *Munții Leaota*, pe cristalin, este cartată (Sultana, 1982) o suprafață superioară de eroziune corespunzătoare peneplenei - pediplenei carpatice, pe toată culmea principală a masivului, cu două nivele, la 1700 - 1800 m și 1850 - 2000 m (Posea, 1998; Murătoareanu, 2009), ultimul fiind echivalent cu nivelul Borăscu II. Treapta inferioară este mult mai extinsă, fiind echivalentă cu Borăscu III și se dirijează, de sub prima, peste patru culmi principale care despart patru bazine hidrografice semnificative.

■ În *Munții Bucegi* (Fig. 39), pe conglomerate, gresii și calcare, la peste 1800 m, s-a pus problema existenței unei suprafețe înalte de eroziune ce urcă la 2300 - 2400 m și înconjoară, asemenea unei potcoave, bazinul Ialomiței superioare. Prima platformă de eroziune (Vâlsan, 1939) este legată de prima generație de văi, instalată începând cu Senonianul până în Oligocen (Micalevich-Velcea, 1961), care a conturat primele trăsături structurale ale sinclinalului suspendat. Valeria Velcea consideră „platoul Bucegilor” ca un relief derivat din platforma Borăscu, readaptat la structură. Cartări mai noi (Posea, 1998) arată etajarea acestei suprafețe în două trepte (1900 - 2100 m – Borăscu II și 2300 - 2400 m – Borăscu I), treapta de 1900 - 2100 m părând a fi echivalentă cu cea mai înaltă din Leaota. Se afirmă că pe conglomerate, peneplena - pediplena s-a menținut uneori mai ridicată decât pe cristalin. În acest caz, fiind posibil ce cele două trepte din Bucegi să fie totuși echivalente cu cele două din Leaota.

■ În *Munții Baiu – Neamțu sau Gîrbova* (Posea, 1998), peneplena - pediplena se alungește nord-sud pe cumpăna principală, aproximativ 25 km (de la izvoarele Azugăi până la Vf. Gagu Mare), fiind ușor boltită pe centru, între Baiul Mare (1895 m) și Vf. Neamțului (1923 m) datorită mișcărilor neotectonice. Suprafața ascilează între 1600 - 1900 m, nivelarea generală fiind între 1700 - 1800 m, fiind dominată de vârfuri rotunjite, mai înalte.

■ În *Munții Postăvaru* (Fig. 38), peneplena - pediplena e restrânsă, situându-se la 1700 - 1760 m (Mihai, 2005), cu o prelungire scurtă spre NV, la 1640 m (fosta cab. Cristianul Mare). Fragmentele se supun liniilor structurale majore (Culmea Postăvaru - Muchia Cheii), dar și influențelor litologice (preponderent pe calcare, dar reteză și conglomerate). Vârful Postăvaru (1799 m), cu aspect de cupolă asimetrică, cu pantă mai mică spre SV și abrupt spre NE, este un posibil inselberg/monadnock.

■ În *Munții Piatra Mare* (Fig. 38), suprafața Neamțului și Baiului (Posea, 1998) „trece” peste cotul de izvor al Azugăi într-un petic restrâns din partea somitală a masivului Piatra Mare. Altitudinea cea mai mare, aici, se menține pe conglomeratele de Bucegi (1800 m) în zona Vf. Piatra Mare (1843 m), precum și în ansamblul calcaros Șura de Piatră, unde influențele structurale sunt evidente. Un nivel mai coborât al peneplenei - pediplenei reteză și klippe de calcar jurasic pe culmea mai joasă și mai lungă, cu cabana, dirijată către NE, pe stânga Văii Gârcinului, sectorul Vf. Pușcaș - Vf. Gâtul Chivei (1639 m), având 1600 - 1700 m. Contactul dintre cele două nivele ale peneplenei - pediplenei se realizează printr-o treaptă de glaciș situată pe latura nordică a matorului de eroziune Șura de Piatră. O serie de influențe tectonice au imprimat coborârea suprafeței în direcția Depresiunii Brașov, cu o pantă de cca 7° - 9°. Cele două nivele din Piatra Mare par echivalente celor din Leaota (adică B II și B III). Deci, B II este echivalentă suprafeței generale Baiului - Neamțului - Piatra Mare - Postăvaru, de 1700 - 1800 m, iar B III echivalentă treptei joase de 1600 - 1700 m din Piatra Mare.

■ În *Munții Perșani*, Cioacă (2002) acceptă modelarea la 900 - 1000 m, pe cristalin, conglomerate și gresii a unui relief neted, în climat umed, prin pedimentație sau abraziune, în Munții Poiana Mărului (suprafața „Poiana Mărului”, denumire oferită de N. Orghidan în anul 1929) și Măgura Codlei. Autorul atribuie acestei suprafețe vârstă Sarmațian superior - sfârșitul Meoțianului.

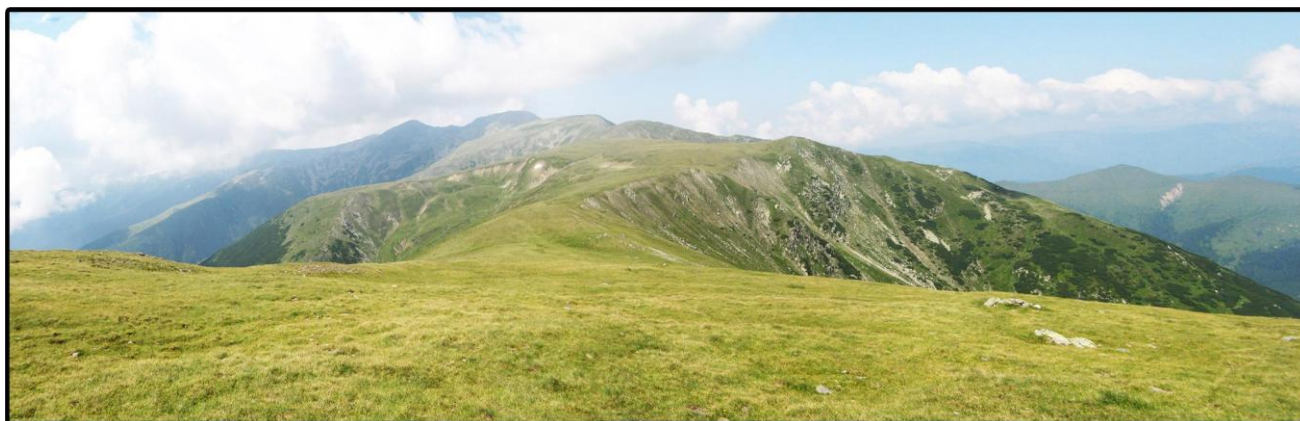


Fig. 15. Munții Iezer – Suprafața Bătrâna, ± 2250 m (Peneplena Carpatică)



Fig. 16. Munții Făgăraș – Suprafața Podeanu (Berivoiul), ± 2250 m (Peneplena Carpatică)



Fig. 17. Munții Parâng – Suprafața de nivelare Borăscu, ± 2000 m (Peneplena Carpatică)

■ În *Munții Baraolt* (Băcăințan, 1999), *Munții Baiului sau Gîrbova* (Niculescu, 1980; Ielenicz, 1981), *Munții Grohotiș* (Ielenicz, 1982), *Munții Întorsurii* (Iancu și Ielenicz, 1972) și în *Munții Ciucaș - Buzău* (Ielenicz, 1984) nu au fost cartate și explicate suprafețe și nivele de eroziune echivalente penelenei - pediplenei carpatice, cele mai vechi suprafețe aparținând aici Miocenului (Badenian).

Discuții cu privire la suprafața superioară de nivelare din Carpații de la Curbură

Din informațiile anterioare se constată punerea la îndoială a existenței suprafeței superioare de nivelare (denudație) în Carpații de la Curbură, fapt care are la origine o idee pornită încă de la Emm. de Martonne (1907), potrivit căreia spre est de Munții Făgăraș, suprafețele echivalente ar trebui să fie la o altitudine mai mare. La aceasta se adaugă și multiplicarea nivelelor de eroziune cu trepte petrografice și structurale, care conferă individualitate unității de la Curbură.

În studiul profesorului Gr. Posea (1997) asupra nivelelor de eroziune din România, autorul specifică prezența, pe aliniamentul Bucegi - Baiului, a primei trepte, Râu Șes I, la 1700 - 1900 m (suprafața Plaiurile I), și a celei de-a doua, Râu Șes II (suprafața Plaiurile II), la 1300 - 1550 m, având o bombare transversală. Un an mai târziu (1998), într-un articol cu referire strictă la ansamblul munților cuprinși între Piatra Craiului și Munții Baiului, Posea reia observațiile, semnalând următoarele: „*Disponerea și orientarea tuturor aliniamentelor de culmi, care păstrează pediplena carpatică, este SV - NE, începând din Piatra Craiului și până în Munții Grohotiș - Ciucaș. Aceste aliniamente constituie și structura morfologică de bază a acestei părți montane și a hidrografiei sale*”.

În studiul geografului M. Ielenicz (1972), intitulat „*Considerații privind evoluția reliefului Carpaților de Curbură*”, sunt identificate 5 nivele modelate din Senonian până în Pleistocen. Aceste aspecte vor fi reluate în lucrarea „*Munții Ciucaș - Buzău. Studiu geomorfologic*” (Ielenicz, 1984), în care autorul documentează pe larg cele 5 suprafețe și nivele de eroziune, a căror vârstă o stabilește, de data aceasta, începând cu Miocenul: *suprafața Chirușca, suprafața Podu Calului, nivelul montan superior – nivelul Buzăului* (al văilor transversale), *nivelul montan mediu – nivelul Întorsurii Buzăului, nivelul montan inferior*.

Gh. Niculescu (1980) denumesc „*Bobu Mare*” suprafața superioară din Munții Gîrbova (Baiului) și Munții Grohotiș, pe care o determină ca fiind de vârstă Miocen - Pliocenă. Aceasta se continuă, în est și vest, cu treptele similare din Munții Ciucaș (*Suprafața Chirușca*) și Bucegi. Deși Nordon (1933) negase existența suprafeței în Bucegi (*suprafața preburdigaliană*), Ielenicz (1972 și 1984) o cartează în Ciucaș ca *Suprafața Chirușca*, la 1650 - 1700 m, de vârstă prebadeniană, racordabilă cu *suprafața Plaiurile I* (Râu Șes I) la Posea et al. (1974), a cărei formare a început după Oligocen, finisându-se o dată cu transgresiunea badeniană.

2.2. SUPRAFEȚELE MEDII CARPATICE

Conform cu Posea (1998), după mișcările Savice (Oligocen superior - Helvețian), unitățile carpatice, cu excepția celor vestice, încep să se ridice, atingând 500 - 700 m, iar Meridionaliile circa 1000 m. Atunci se nasc, în sens morfologic, primii Carpați, dar înălțarea a impus râurilor să fragmenteze noile masive, iar eroziunea areală să atace puternic versanții care se formau. ***Condițiile climatice*** s-au schimbat față de perioada anterioară mișcărilor Savice, tinzând spre *tipul mediteranean*: în timpul verii situația era similară cu climatul de astăzi din fâșia nordică a Deșertului Sahara; iarna era similară cu climatul temperat oceanic actual. Această alternanță de anotimpuri favoriza dezagregarea pe versanți și nivelarea masivelor, începând de la bază spre interior. În aceste condiții tectonice și climatice se declanșează o nouă etapă de nivelare, manifestată astfel: la poalele versanților se formau pante prelungi de glacisuri care progresau spre interiorul masivelor, inclusiv pornind lateral de la talvegul fiecărei văi. Cu timpul, aceste glacisuri se îngemănau în pedimente și fâșii tot mai late, ce

semănau cu o câmpie de eroziune destul de înclinată. Glacisurile/pedimentele se extindeau în detrimentul masivelor și al vechii peneplene - pediplene. Timpul cât a dominat climatul favorabil glacizării, precum și liniștea tectonică relativă necesară, cu toate că au fost îndelungate (13 - 23 milioane ani pentru prima secvență și 2 - 4 milioane ani pentru cea de-a doua), totuși nu s-a ajuns până la erodarea completă a masivelor și a peneplenei - pediplenei carpatice. Din peneplenă - pediplenă au rămas, în ultimă instanță, resturi de platouri situate pe cumpenele principale.

Înainte de a indica răspândirea actuală a resturilor acestor suprafețe, trebuie arătate și unele diferențieri care au avut loc datorită mișcărilor tectonice, precum și particularitățile pe care le îmbracă în unitățile de fliș (mai moi), în raport cu masivele cristaline. Astfel, după ce faza Savică de mișcări declanșează acest nou și mare ciclu de eroziune de tip mediteranean, fazele Stirică (Helvețian superior - Badenian), Moldavă (Badenian - Sarmațian) și Attică (Sarmațian superior) introduc diferențieri, care în relief s-au materializat ca trepte, deci prin concretizarea mai multor suprafețe, dar care, ca tip, aparțin aceluiași complex. De obicei, nu s-au păstrat decât două trepte, uneori chiar una, deoarece treapta mai nouă distrugea complet pe cea de dinaintea ei. În ceea ce privește unitățile de fliș, acestea au avut o mobilitate tectonică mai mare, dar o duritate mai mică a rocilor. Ca urmare, erodarea rocilor, deși începe în faze succesive de la o unitate la alta (flișul cretacic, apoi flișul paleogen, sau pe diviziuni poziționate nord - sud), aici se păstrează mai ales urmele ultimei secvențe nivelatoare = Râu Șes II (suprafață realizată în Sarmațian și Meoțian, poziționată deasupra suprafeței pliocene) care se extinde adesea și pe interfluviile principale (spre exemplu, în Munții Țagla etc.).

Aspectul actual al acestui complex de suprafețe a rezultat nu numai din forma inițială de glacisuri foarte prelungi, cu înclinări de 20-30‰, situate sub rămășițele masivelor retezate de Peneplena - Pediplena Carpatică, ci și în fragmentarea sa de către văi în urma importanțelor înălțări ce au afectat din nou arealele carpatice în Pliocen. Ca urmare, cele mai multe resturi apar astăzi sub formă de culmi montane prelungi și înclinate ca niște **plaiuri** ce se extind către extremitățile masivelor muntoase ca interfluvii de ordinul al II-lea. Situația este tipică pentru masivele cristalino-mezozoice, adică acolo unde s-au păstrat bine și resturile peneplenei - pediplenei carpatice. În bazinele superioare ale râurilor ce izvorăsc de sub abrupturile care limitează vechea peneplenă - pediplenă, nivelul culmilor medii carpatice se transformă în **umeri** care se dispun în amfiteatru. Aceasta este, de altfel, o legitate naturală, în sensul că nivelele mai noi pătrund în interiorul celor mai vechi sub formă de umeri de vale.

Peste unitățile de fliș, complexul suprafețelor medii carpatice se păstrează mai mult pe interfluviile principale și are aspectul unei suprafețe ondulate.

Studiile de amănunt, din care a rezultat precizarea acestor nivele pentru diferitele masive sau unități, au condus la unele controverse și la denumiri variate. Amintim câteva: „platforma Măguri - Mărișel” și „platforma Țării Moșilor” (pentru Carpații Apuseni); „platforma Cârja - Tomnacica” (pentru Munții Semenicolui); „platforma Râu Șes” (pentru Carpații Meridionali). De asemenea, pentru Carpații de la Curbură au fost propuse denumirile: „suprafața Chirușca” (Munții Ciucaș), „suprafața Plaiurile” (Munții Buzăului și Munții Vrancei), „suprafața de eroziune Bobu Mare” (Munții Grohotiș și Munții Baiului sau Gârbova) ș.a.

Studiile de sinteză (Posea et al., 1974) au ajuns la concluzia că, în cadrul complexului respectiv, se păstrează bine două suprafețe de nivelare:

- *prima*, începe parțial după Oligocen și se finisează o dată cu transgresiunea badeniană, circa 13 - 23 milioane ani (este o suprafață tranzitorie între vechea peneplenă - pediplenă și noul complex de suprafețe ușor înclinate);
- *a doua*, începe după mișcările Stirice și Moldavice, finisându-se în Sarmațian și Meoțian, în circa 2 - 4 milioane ani.

Pentru unificarea denumirilor s-au propus, pentru arealul montan studiat, următoarele denumiri:

- „suprafețele Râu Șes I și Râu Șes II”, pentru Carpații Meridionali;
- „suprafețele Plaiurile I și Plaiurile II”, echivalentul celor dinainte, pentru Carpații de la Curbură.

Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare

2.2.1. *Carpații Meridionali dintre Culoarul Timiș - Cerna și Defileul Oltului (în masive reprezentative)*

■ Cartarea amănunțită a platformei Râu Șes în *Munții Godeanu*, componenta centrală a ansamblului muntos dintre Jiu, Timiș și Cerna (Niculescu, 1965), a permis reconstituirea reliefului aparținând ciclului de eroziune Miocen, atât în lungul Cernei, cât și în bazinele Râului Mare, Râului Șes și Râului Rece (Fig. 9), sub formă de umeri suspendați deasupra talvegului, precum și ca treaptă (de denudație) regăsită inclusiv în partea sudică a masivului, pe toate culmile secundare. Relieful prezintă caractere de maturitate. În ansamblu, suprafața Râu Șes este alcătuită, în Munții Godeanu, din cel puțin două nivele ușor diferențiate altimetric, înscriindu-se în ecartul 1800 - 1350 m, cu înclinări destul de mari, dar care domină net văile. De altfel, în aproape întreaga grupă montană (Munții Retezat - Godeanu), platforma Râu Șes se insinuează printre masivele înalte (Godeanu, Oslea, Retezat, Țarcu și Munții Cernei), formând culoare depresionare. Alitudinea maximă se întâlnește în bazinul superior al Râului Șes și al Râului Rece sau Hidegul (1700 - 1800 m), de unde scade treptat spre axul văilor principale (circa 1300 m, la confluența Lăpușnicului Mare cu Râu Șes, și sub 1200 m în bazinul mijlociu al Cernei). Totodată, în *Munții Țarcu*, platforma Râu Șes, care constituie în mare parte plafonul general al înălțimilor, coboară de la circa 1400 la 1100 - 1200 m spre Depresiunea Caransebeș și la 1000 - 1100 m în Culoarul Bistrei. Cea mai coborâtă altitudine se întâlnește spre joncțiunea celor două arii depresionare, unde a fost cartată la aproape 850 m.

Pentru *Munții Retezat*, Urdea (2000) afirmă că entitățile morfologice care formează complexul sculptural Râu Șes sunt prezente în partea centrală a acestor munți, asociate doar marilor văi sau domeniului interfluvial. *Nivelul Râu Șes I – Găieru* este situat la 1530 - 1760 m (Fig. 27) și înconjoară partea centrală a Retezatului, extinzându-se către regiunile marginale. Acest nivel de eroziune a fost modelat între mișcările fazei Moldavice (Sarmațian inferior) și cele ale fazei Attice vechi de la sfârșitul Sarmațianului. *Nivelul Râu Șes II – Baleia*, apare ca terminații interfluviale secundare ce străjuiesc sectoarele mijlocii ale marilor văi, sau sub formă de suprafețe largi și rotunjite din regiunile exterioare, fiind situat între 1200 - 1450 m și având o înclinație generală de 2-40°. Nivelul Baleia s-a individualizat prin adâncirea, teșirea și retragerea versanților în intervalul cuprins între mișcările Attice vechi și cele Attice noi (Pannonian mediu). Pe toată durata Sarmațianului au avut loc modelări în regim complex ale Retezatului, cu procese abrazionale în zonele de contact cu bazinele sedimentare vecine, cu procese fluvio-denudaționale în regiunile interne, completate cu procese de pedimentație în perioadele de accentuare a aridității. Cele două nivele menționate au fost corelate cu depozite atribuite intervalului Buglovian - Bessarabian inf. (în Bazinul Hațeg) și Sarmațian sup. (în Bazinul Petroșani).

■ Pentru *Munții Parâng - Cindrel* (Fig. 29), Gh. Niculescu (1965) prezintă cel de-al doilea complex de suprafețe nivelate (Râu Șes), mai dezvoltat și mai bine păstrat în munții de la nord de Lotru. În bazinul Lotrului și pe latura sudică a Parângului și Munților Căpățâanii apare mai mult sub formă de culmi înguste, aproape într-un nivel de intersecție a versanților, mai evident separat, atât de suprafețele superioare, cât și de cele inferioare. În schimb, în Munții Cindrel și Șureanu (Fig. 29), de la 1600 - 1650 m culmile netezite coboară, continuându-se unele din altele, separate de denivelări de câteva zeci de metri, până la 1200 - 1300 m și chiar mai jos, trecând în suprafața de nivelare inferioară (Gornovița), situată la 900 - 1100 m. Pe alocuri, ca între văile Sibiului și Dobrei, sau ale Sebeșului și Cugirului, are o extindere atât de mare și o netezire atât de accentuată, încât pare că aparține mai mult unui podiș decât munților de înălțime mijlocie (Geografia României I, 1983).

Silvia Iancu (1970) recunoaște în Munții Parâng (Fig. 28) două nivele de eroziune (la 1400 m și 1500 - 1600 m), pe care le grupează în „complexul sculptural Râu Șes”, modelat în Miocen.

Pentru munții Cindrel, Mihăilescu (1970) arată marea extensiune a „platformei Păltinei”, identică cu Râu Șes (1350 - 1650 m). Geografii I. Sârcu și V. Sficlea (1956) disting două nivele ale platformei Râu Șes, în Cindrel, pe care le denumesc Tărtărău (1650 m) și Jigorul (1400 - 1500 m), și care își găsesc corespondent în Munții Parâng.

2.2.2. Spațiul circumscriș estului Carpaților Meridionali și vestului Carpaților de la Curbură

■ Pentru *Munții Făgăraș*, platforma Râu Șes, după Sârcu (1958), este formată din două nivele (1300 - 1500 m și 1800 - 2000 m), de vârstă Badenian - Sarmațian, respectiv Aquitanian - Burdigalian.

Complexul sculptural Râu Șes (Florea, 1998) cuprinde suprafețe ușor înclinate, dezvoltate la periferia nivelului inferior al suprafeței Borăscu (Fig. 31 și Fig. 32). Spre deosebire de grupele montane Parâng-Cindrel și Retezat-Godeanu, unde această suprafață apare și sub forma unor adevărate lunci de altitudine, în Munții Făgărașului este prezentă ca suprafețe înguste, dar prelungi, la nivelul culmilor de altitudini medii, mai înguste și scurte pe versantul de nord sau mai bine reprezentate pe cel sudic. Aici, văile adânci sunt dominate de prezența unor „umeri de vale” bine conservați de-a lungul Topologului, Caprei, Budei și Văii Rele. Și la nivelul acestui complex sculptural se pot diferenția două trepte:

- *treapta superioară*, înscrisă între 1600 - 1800 m. Pe versantul nordic se prezintă sub formă de mici interfluvii plate, marcate de vegetație subalpină, situată imediat sub muchiile ascuțite cu aspect de costură. Pe versantul sudic apar ca munți de altitudini medii, nivelați și ocupați de pajiști secundare, rezultat al defrișărilor legate de activitatea pastorală. Umerii de vale sunt specifici sectoarelor de confluență realizate în bazinele superioare ale sistemelor hidrografice majore din sud: Topolog, Capra și Râul Doamnei.
- *treapta inferioară*, cu altitudini mult diferențiate între cele două cline: pe versantul nordic apare ca o terminație relativ orizontală a culmilor principale, la 1400 - 1600 m. În sud, ar putea fi definit ca un nivel al „poienelor”, la 1400 m altitudine.

M. Florea consideră că acest complex a fost modelat într-un *climat* cu umiditate alternantă, din Burdigalian - Helvețian, faza orogenetică Stirică explicând diferențierile altitudinale ale celor două nivele. Înclinarea suprafețelor de eroziune, prezența lor la altitudini diferite, situate la periferia complexului superior le atestă originea poligenetică (erozional-acumulativă) cu pronunțat caracter de pedimentație. În modelarea lor s-a adăugat și rolul erozional al rețelei hidrografice. Caracterul de pedimentație al acestui complex sculptural decurge și din gradul mai accentuat de înclinare al profilelor longitudinale sau a prezenței martorilor de eroziune.

N. Popescu (1972) remarcă, pentru suprafețele complexului sculptural Râu Șes, dezvoltarea inegală a acestora pe cele două laturi ale Făgărașului:

- în sud, culmi prelungi, cu aspect piemontan, ce par a se opri sub culmile Ghițu și Frunți;
- în nord, culmi scurte, cu pantă accentuată, net diferențiate prin aspect și extindere de nivelul de ±1000 m (Gornovița). Din contră, în Munții Lotrului și Cîbinului desfășurarea ei este destul de uniformă.

■ În *Munții Iezer* (Fig. 33), conform cu Nedelcu (1965 și 1967), platforma Râu Șes este bine dezvoltată pe versantul sud-estic, la înălțimea de 1400 - 1700 m. De asemenea, ea apare în partea de est a Făgărașului (în Munții Țagla și în Culmea Tămașului), până sub creasta Pietrei Craiului. În Țagla, Orghidan (1965) a denumit-o „Platforma Bârselor”. V. Velcea și A. Popova-Cucu (Geografia României III, 1987) prezintă suprafața Râu Șes ca fiind o adevărată bordură înaltă, în lungul văilor Râul Doamnei, Dâmboviței, Oticului și care se prelungește peste Culmea Tămașului, în bazinul Bârsei, schițând configurația unui culoar înalt (culoarul miocen), de unde se continuă sub forma unor culmi fragmentate în partea de nord a masivului Făgăraș. Și pentru această suprafață este recunoscută pedimentația (miocen și pliocen superior), ca un complex de procese care includeau în principal dezagregarea în anotimpul secetos și denudarea masivă în timpul ploilor din sezonul răcoros. În cadrul acestei suprafețe se remarcă două nivele, *unul superior*, al culmilor și *celălalt inferior*, care se insinuează pe văi, formând adevărate culoare suspendate: al Topologului, Râului Doamnei, Oticului, Dâmboviței și Bârsei. Diferențierile altimetrice dintre cele două nivele sunt de 100 - 150 m, extinderea cea mai mare fiind pe versanții sudici. Cele două nivele ale suprafeței Râu Șes sunt încadrate evoluției morfogenetice corespunzătoare mișcărilor Stirice și Moldavice (Geografia României I, 1983).

■ În *Munții Piatra Craiului* (Fig. 35), cele două suprafețe medii carpatice (Constantinescu, 2009) sunt înclinate și ocupă o lățime mai mare în Pietricica (1780 - 1580 m). Acestea se regăsesc și spre Zărnești (în Piatra Mică, 1700 - 1760 m), precum și în Culmea Măgurii Branului (1300 - 1370 m).

Mai la sud de Creasta Pietricica, pe *latura vest rucăreană* (în sud-estul Munților Iezer), suprafețele medii carpatice se regăsesc pe cumpăna Râușor - Argeșel. Acestea coboară de la 1700 m, în nord, la 1360 m (Pleașa Căpitanului), pe 12 km lungime. Este posibil ca și grupul martorilor calcaroși de la Mateiașu (1239 m), situați mai la sud, să facă parte din acest nivel.

■ *În cadrul și pe rama estică a Culoarului Bran - Dragoslavele* (Fig. 36), conform cu Posea (1998), șirul de martori care formează cumpăna stângă a Dâmbovicioarei (aripa estică a sinclinalului) reprezintă culmile medii carpatice (nivelul Râu Șes II) și coboară de la Dealul Sasului (1219,8 m) pe la vest de satul Șirnea, Vf. Gâlma Pleșei (1471,8 m), până la măgura Vătarnița (1320 m), plasată în estul satului Dâmbovicioara. De la sud de satul Șirnea (Gâlma Pleșei) suprafața se abate spre sud-est, către Fundata, peste **mediana de măguri calcaroase** (Râu Șes II) ce împarte Culoarul Bran - Dragoslavele în două. Aliniamentul măgurilor calcaroase continuă până la Valea Stăncioiul, în Culmea sau Muntele Zacotelor (1599,6 m și 1534,5 m), mergând în sud, peste Piatra Dragoslavelor (sau Muntele Vârtoapele de 1434 m). Mai *la est de satul Fundata*, nivelul trece pe cristalin, în culmi care urcă sub Bucegi și nordul Leaotei, la 1600 - 1700 m. Din arealul est-Brănean nivelele medii trec pe la nord de Bucegi (Velicanul Mic, 1319 m), în Clăbucetele Azugii (Orghidan, 1936).

■ *În Munții Leaota* se regăsesc cele două nivele ale suprafeței medii carpatice (1400 - 1500 m și 1600 - 1700 m), conform cu Posea (1998) și 1300 m și 1500 m, conform cu Murătoareanu (2009). Acestea ajung, în sudul Culoarului Bran - Dragoslavele (vis-a-vis de Mateiaș, 1239 m), pe stânga Dâmboviței, în Culmea Roșu-Priseaca, la 1360 - 1706 m. În Leaota și Bucegi, pe laturile extra-brăneane, umerii suprafețelor medii carpatice urcă în bazinele Brăteii și Ialomiței până la 1700 - 1760 m. Trecerea suprafeței medii carpatice în *bazinul Prahovei* se face pe la nord (peste Velicanul Mic) și sud de Bucegi (peste Dichiu și Păduchiosu). Aici, aceste suprafețe medii au o extindere areală deosebită la nord de Bușteni (Suprafața Clăbucetelor), unde formau un „bazin intramontan”, larg de peste 20 km. În arealul Munților Păduchiosu – Gurguiatu există însă martori și pe dreapta văii (sub Bucegi, mai ales la 1300 m).

■ *În Munții Baiului* (Fig. 19 și Fig. 39), *la sud de confluența Prahovei cu Azuga*, suprafețele se dezvoltă aproape exclusiv pe stânga văii Prahovei, sub formă de culmi lungi de 2 - 3 km, care înclină spre râu (unele având numai nivelul superior, altele și pe cel inferior). Suprafața de 1450 - 1650 m (Armaș, 1999) din Baiului se desprinde sub forma unor culmi secundare rotunjite, înclinând și spre Doftana. Se înscrie în Muntele lui Petru (la aproape 1600 m), Orjogoaia (1447 m), Piciorul Predelușului (1658 m), unde eroziunea a modelat stratele flișului neocomian. Partea cea mai importantă a suprafeței rămâne însă în arealul bazinului Azuga - Predeal - Diham, numită de Vâlsan (1939) Suprafața Clăbucetelor, echivalentă nivelului inferior al suprafețelor medii carpatice, aceeași identificată în Clăbucetele Azugii (Azugăi) de Orghidan (1936). Din cauza mării desfășurări pe care o capătă în Muntele Șeșu (1454 m) din Munții Grohotiș, Niculescu (1980) a extins această denumire la ansamblul nivelărilor pe care le regăsește în Munții Gîrbova (Baiului) la 1350 - 1550 m, stabilindu-se corespondența cu nivelul Plaiurile II.

Un specific al acestor suprafețe în arealul Azuga - Predeal - Bran - Rucăr îl constituie *numeroasele măguri* care se ridică peste suprafața următoare, mai nouă (Suprafața Branului). Ele se înalță la cca 1300 m în Culoarul Bran - Dragoslavele, unde sunt numite: *gâlme, măguri, chiceră, ciocan, runc, căpățână sau clăbucet*. În arealul Predeal altitudinile măgurilor sunt uneori mai mari, depășind 1500 m în Clăbucetele Baiului, Taurului și Azugăi, iar denumirea frecventă este cea de *clăbucet* (apar și termeni precum *căpățână, gâlmă* sau *runc*). Așadar, „Suprafața Clăbucetelor” precizată de Vâlsan (1939) ca fiind „a treia platformă de eroziune” este de fapt nivelul inferior al suprafețelor medii carpatice. De asemenea, autorul, confirmat de Posea (1998), consemnează platforma Râu Șes în lungul Ialomiței, în Bucegi, și paralelizează acest nivel cu cel general de 1400 - 1600 m din Carpații de la Curbură. Este platforma pe care Nordon (1933) o consemnează sub numele de „suprafața ponțiană”. Gr. Posea (1997 și 1998) indică o generalizare cu aspect de suprafață de eroziune a nivelului

concretizat prin numeroase măguri ce domină suprafața pliocenă, atât în Clăbucetele Predealului, cât, mai ales, în Platforma Branului, pe care îl echivalează cu treapta inferioară a culmilor medii carpatice.

Condițiile de modelare ale acestei trepte („Suprafața Clăbucetelor” și „nivelul gălmelor”) sunt legate de un climat cu două anotimpuri, subtropical (mediteranean). Regiunea Baiului - Ciucaș era, cu siguranță, exondată în totalitate, la sfârșitul Paleogenului. Mișcările Savice (Oligocen) înalță relieful colinar preexistent, fapt ce poate fi explicat prin denivelarea de cca 150 - 200 m, cu aspect, pe alocuri, de abrupt al acestor nivele în raport cu resturile nivelului peneplenei - pediplenei carpatice. Influențele structurale se vor creiona mai intens în contextul în care văile aveau culoare largi, de ordinul a câțiva km, aluvionau puternic și se lărgeau prin glacisări laterale. Vegetația relativ discontinuă permitea influența directă a climei asupra rocii și depozitelor ce o acopereau. Nisipurile gresiilor și pietrișurile conglomeratelor erau puternic spălate în sezonul umed, transportate la viiturile de iarnă și sedimentate la marginea muntelui, fapt dovedit de structura torențială din depozite ale miocenului din Subcarpați.

Retragerea versanților în condiții de stabilitate tectonică avea ca efect modelarea unor pante de echilibru de tipul glacisurilor de eroziune, inițial foarte lungi, dominate de relieful structural și vârfuri cu aspect de cupole. Situația poate fi reconstituită la nivelele superioare ale văilor principale (Gârcin - Azuga, Timiș - Prahova și Turcu - Dâmbovița). Succesiunea sezoanelor poate fi explicată prin corelarea cu depozitele de bolovănișuri și pietrișuri grosiere (legate de viituri), respectiv, cele de nisipuri specifice perioadelor uscate. Dezagregarea și alterarea pregăteau în sezonul cald materialele ce erau dislocate la ploile torențiale din sezonul umed.

Depozitele corelate corespunzătoare „suprafeței Clăbucetelor” și „nivelului gălmelor” se află în stratele de Brebu din Subcarpați (conglomerate și gresii grosiere). Acestea corespund unor resturi piemontane și cuprind elemente de cristalin, calcar, gresii calcaroase, provenite din denudarea uscatului peninsular Leaota - Ciucaș (Ielenicz, 1972). Variațiile laterale de facies din Subcarpați explică în plus caracterul subtropical-arid al intervalului Burdigalian superior - Sarmațian (conglomeratul de Cerașu). Remanierea unor scoarțe de alterare argiloase de tip terra rossa, la est de Teleajen, a fost, de asemenea, dovedită.

Vârsta acestui paleorelief este, cu siguranță, Miocenă, modelarea fiind întreruptă de înălțările fazei Attice de la sfârșitul Sarmațianului. Astfel se poate explica aspectul de suprafață imperfectă, înclinată spre axul văilor, suspendată deasupra unor abrupturi și versanți cu pante destul de mari. Probabil că modelarea a început în Aquitanian - Burdigalian, iar finisarea corespunde Badenianului și Sarmațianului inferior, perioade propice formării la marginea uscatului a unor conuri aluviale suprapuse unui șelf continental, pe locul actualilor Subcarpați dintre Dâmbovița și Teleajen (Iancu și Ielenicz, 1972).



Fig. 18. În prim-plan, nivelul Moieciu – Ciocanu sau Platforma Branului, la 1100 - 1200 m; în plan secund, „nivelul gălmelor” sau Râu Șes II (Culmea Coja), la 1400 - 1500 m; în fundal, complexul sculptural Borăscu (Masivul Piatra Craiului), la 2100 - 2150 m

2.3. SUPRAFAȚA CARPATICĂ DE BORDURĂ

Evoluția pliocenă, pe fundalul relativei stabilități tectonice ce a precedat faza Valahă, a avut ca rezultat apariția unui nou relief poligenetic cu o largă dezvoltare în Carpați. *Suprafețele carpatice de bordură* sunt cele mai tinere, dar și cele mai diversificate. Pe majoritatea masivelor cristaline, dar mai ales în nordul Carpaților Meridionali, s-a conturat noua treaptă de relief (cu 1 - 3 nivele), ca o **prispă îngustă, cvasiorizontală**. Aceasta reteză abruptul carpatic la circa 1000 m și apoi se prelungește în interiorul muntelui ca **umeri de vale** ce se aliniază pe sub suprafața de interfluvii a culmilor medii. În fliș însă, și mai ales în cel paleogen (estul Carpaților de la Curbură), rocile fiind mai moi, această suprafață s-a lărgit foarte mult, spre interiorul muntelui (unde se termină tot cu umeri și bazine), uneori dominând pe cele anterioare în ce privește extinderea. În aceste părți are o pantă înclinată și cu ondulări. Diversitatea ei, ca altitudine și chiar ca aspect, provine, între altele, din condițiile noi create la *sfârșitul Sarmațianului*, când apele marine s-au restrâns la trei lacuri (Panonic, Transilvan și Getic). În funcție de aceste trei nivele de bază diferite, dar și de condițiile tectonice și petrografice locale, fiecare latură montană, uneori fiecare masiv, putea fi modelat într-un mod și la un nivel specific.

Ca geneză, marginile transilvană și vestică au fost modelate predominant prin abraziune marină (în Pannonian), iar celelalte prin eroziune fluviatilă și areală (sheet-flood). Peste tot însă, complexul acesta a dat văi mult lărgite în interiorul muntelui, unele străpungând interfluviile prin **înșeuări largi**, motiv pentru care a mai fost denumită și „*suprafața pasurilor înalte*” (Branului, Predeal, Merișor etc.).

Trebuie subliniat că în timpul finisării suprafețelor de bordură care a avut loc în *Ponțian* și *Dacian* (cu secvențe ce pot începe în unele locuri de la sfârșitul Sarmațianului și până în Romanian), *Carpații aveau încă un caracter de „dealuri” și masive* (cele cristaline), ce atingeau 500 - 1000 m, în interiorul cărora pătrundeau largi golfuri de câmpie, glacisuri, și uneori pedimente, ce le imprima, mai ales la Curbură, un caracter insular și de discontinuitate. L. Badea (1965), studiind bordura cristalină dintre Bistrița Vâlcii și Gilort, a constatat prezența suprafeței Gornovița la 750 - 850 m, dezvoltată pe formațiuni sarmațiene medii și superioare, deducând vârsta post-sarmațiană. Mișcările tectonice de la sfârșitul Miocenului (faza Attică) și condițiile climatice din Pliocen, au făcut ca eroziunea fluviatilă să fie foarte activă, conform cu V. Velcea și Popova-Cucu (Geografia României III, 1987, p. 269).

Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare

2.3.1. Carpații Meridionali dintre Culoarul Timiș - Cerna și Defileul Oltului (în masive reprezentative)

Pe marginile *Carpaților Meridionali*, complexul acestor suprafețe se aliniază la circa 800 - 1000 m, urcând pe culoare și în depresiunile intramontane la 1200 m (Loviștei, Titești, peste pasul Merișor), dar coborând în Podișul Mehedinți la 400 - 450 m. Corespunde, în mare, cu așa-zisa platformă Gornovița (Martonne, 1905), sau cu suprafața Săliștei din Șureanu - Cindrel (Posea, 1969).

În sudul *Carpaților* se presupune a fi fosilizată de pietrișurile de Căndești (Paraschiv, 1965), dacă nu și sub formațiunile dacian-levantine.

■ Pentru *Munții Retezat - Godeanu*, cea de-a treia suprafață de nivelare constituie o prispă evidentă la bordura sudică a munților. Aceasta a fost antrenată de mișcări, înălțându-se lent de la est către vest (Tismana, 400 m și poalele Parângului, 600 - 700 m). În valea superioară a Cernei, umerii ce apar până la înălțimea de 900 m (Niculescu, 1965) și cei care se întâlnesc pe alocuri în lungul văii Râului Șes, par să reprezinte vestigiile mai puțin perfecte ale ciclului Gornovița în Munții Godeanu și Retezat. Pentru cei din urmă, Urdea (2000), indică două nivele aparținătoare complexului sculptural Gornovița (Fig. 27): *nivelul Șerel*, la 1200 - 1290 m (treaptă relativ netedă și nivel de umeri erozionali) și *nivelul La Fânațe*, 1100 - 1150 m (prispă cu gospodării momârlănești și nivel de umeri erozionali). Primul nivel a fost modelat în intervalul Pannonian mediu - Ponțian (până la mișcările fazei Rhodanice) iar cel de-al doilea, până la mișcările Valahe (Romanian), depozitele corelate fiind de vârstă Pliocenă.

■ În *Munții Parâng* (Fig. 28), Silvia Iancu (1970) distinge trei nivele de eroziune modelate în Pliocen (sub nivelul inferior al „complexului sculptural Râu Șes”), înscrise de regulă în lungul văilor (la 1000 - 1150 m, 800 - 900 m și 700 - 750 m), care sunt grupate în „complexul sculptural Gornovița”. Probabil, ultimele două (cele mai joase nivele) reprezintă echivalentul nivelului superior și nivelului inferior de umeri de vale (Posea et al., 1974).

■ La marginea *Munților Cindrel* (Fig. 29), Posea (1969) distinge o prispă de 1000 - 1100 m altitudine, care pătrunde inclusiv pe văi și alcătuieste „Platforma Săliște”, pe care o asimilează Gornoviței. Geograful arată caracterul de abraziune al acesteia și îi atribuie vârsta Pontiană. Platforma Gornovița mai este indicată și pe latura de vest a Munților Șureanu, la aceeași altitudine unde Conea și Kandel (1950) o denumesc „Platforma Luncanilor”. Sârcu și Sficlea (1956) consideră că platforma Gornovița este alcătuită din două nivele: Luncani (la 950 m) și Prisaca (la 1200 m).

2.3.2. Spațiul circumscris estului Carpaților Meridionali și vestului Carpaților de la Curbură

■ Pentru *Munții Făgăraș*, Popescu (1972) descrie partea superioară a culoarului Oltului (Fig. 30), cu caractere de maturitate, care este săpată într-un nivel general cu o planitate accentuată ce însoțește valea sub forma unui culoar lat de peste 7 - 8 km, la altitudini ce variază între 1150 - 950 m. De asemenea, către nord și sud, acest nivel (Gornovița sau nivelul carpatic de bordură la Posea) se deschide mărgininând latura nordică a Munților Cibinului și Făgărașului, precum și a Munților Cozia - Năruțiu.

L. Badea (Geografia României III, 1987), reluând studiile pe valea Oltului din vestul Munților Făgăraș, a cartat două nivele echivalente complexului sculptural Gornovița: *nivelul de 900 m* (Pliocen inferior) și *nivelul de 800 - 850 m* (Pliocen superior).

V. Velcea (Geografia României III, 1987) distinge suprafața Gornovița în sudul aliniamentului montan Cozia - Frunți - Ghițu, culmile prelungi din acești munți fiind racordabile cu un nivel de martoti din Subcarpați. De asemenea, suprafața apare pe culoarele de vale ale râurilor Topolog, Argeș, Dâmbovița, Râușor și Bârsa, ca umeri de vale. În extremitatea nord-estică a Munților Făgăraș, suprafața Gornovița formează umeri racordabili cu cei din Țagla și Perșani. În nordul masivului apare ca o fâșie îngustă la nivelul interfluviiilor. Pătrunde pe văi, sub formă de umeri, până la 1300 - 1350 m, evidențiind rezistența șisturilor cristaline.

M. Florea (1998) indică două trepte la partea terminală a culmilor de pe versantul nordic făgărașean: *treapta înaltă*, situată la partea superioară a ultimelor culmi principale, la altitudini între 1100 - 1200 m și *treapta joasă* (periferică), la 800 - 1000 m, prezentă mai ales pe derivațiile culmilor principale. Geograful subliniază rolul pe care l-a avut planajul litoral pentru conturarea complexului sculptural inferior (Gornovița) de la periferia cristalinelor aflate la contactul cu sedimentarul neogen.

Rolul modelării litorale neogene a fost relevat în majoritatea regiunilor țării de G. Munteanu-Murgoci (1906). Prezența treptelor litorale ale complexului sculptural Gornovița (treptele inferioare), atât în interiorul, cât și în exteriorul munților, la altitudini variabile, indică deformările tectonice pe care le-a suferit.

■ Pentru *Culoarul Bran - Rucăr - Dragoslavele* (Fig. 36), studiile cu privire la suprafața carpatică de bordură (Platforma Branului) prezintă concluzii diferențiate, în funcție de autor:

- N. Orghidan (1936), M. Constantinescu (1942), Nedelcu și Dragomirescu (1963) recunosc un nivel general, Pliocen, echivalent Suprafeței Gornovița, dominat în zona gâlmelor și pe rama muntoasă a Culoarului de *un nivel mai înalt*, Râu Șes;

- A. Bârsan (1969) distinge trei nivele de eroziune în cadrul Culoarului, dintre care ultimele două (cel de 900 - 1200 m și cel de 750 - 850 m) se regăsesc în Platforma Sohodolului, iar cel mai coborât, în Platforma Predeluțului (Dealurile Tohanilor);

- N. Orghidan (1936) o denumește „Platforma Branului”, afirmând că variază de la regiune la regiune între 1300 și 1000 m, având o extensiune remarcabilă în:

- Culoarul Bran - Dragoslavele

▪ Masivele montane din jurul Braşovului: „*Platforma Poiana Braşov*” (Orghidan, 1929), în Munţii Postăvaru, respectiv „*Platforma Poiana Mărului*” (Orghidan, 1929), în Perşanii sudici;

- Patruşiu şi Mihăilă (1966) studiază depozitele corelate (ale nivelelor Ciocanu şi Moieciu) din Piemontul Sohodol (depozite fluvio-lacustre de vârstă Villafranchian - Pleistocen inferior), care s-au depus pe o grosime de circa 700 m în condiţii de subsidenţă accentuată a Depresiunii Braşov (a compartimentului vestic, Depresiunea Bârsei) la sfârşitul Pliocenului. Autorii studiului afirmă că:

- *orizontul mediu, argilos*, ar putea corespunde fazei de „perfectare” a *nivelului Ciocanu*;

- *orizontul superior, de pietrişuri*, ar indica fragmentarea ulterioară a nivelului Ciocanu şi formarea *nivelului Moieciu*.

- Niculescu şi Roată (1995) identifică şi cartează nivelul superior al Platformei Branului, pe care îl denumesc „Ciocanu”, şi care înglobează cele mai vechi urme de netezire a reliefului din Culoarul Bran - Dragoslavele şi este cel mai bine reprezentat de-a lungul cumpenei apelor, în regiunea Şirnea - Fundata, unde se prezintă sub formă de platouri vălurite şi culmi aplatizate, la înălţimea de 1200 - 1250 m. „*Acesta are un aspect caracteristic între văile Şirnea şi Dâmbovicioara, în raza satului Ciocanu, unde văile Şendroaia şi Ciocanu, schiţate între culmile netezite, prezintă la obârşii un evident caracter de senilitate. La Fundata, nivelul este dominat cu peste 100 m de gălmele calcaroase ce flanchează pasul Giuvala, insinuându-se printre acestea. Nivelul superior pătrunde ca un golf în lungul văii Dâmbovicioarei. Resturi bine păstrate din acest nivel se mai întâlnesc în partea de nord a culoarului, la vest şi sud de Peştera (1217 - 1141 m) şi în bazinul Moieciului (circa 1120 m), schiţând o uşoară înclinare spre axul depresiunii. În bazinele Dâmboviţa şi Argeşel, nivelul Ciocanu a fost puternic fragmentat.*” Acest nivel, prin largă sa extindere în întreg Culoarul, unit altădată cu platformele Poiana Mărului şi Poiana Braşov (Orghidan, 1936; Vâlsan, 1939; Patruşiu şi Mihăilă, 1966), reprezintă cea mai importantă fază de modelare. În opinia autorilor Niculescu şi Roată, modelarea a început la sfârşitul Miocenului şi a durat până în Villafranchian (depozitele corelate fiind cele Pliocene, care ar trebui căutate în partea sud-estică a Depresiunii Făgăraşului).

Nivelul Ciocanu este acelaşi cu suprafaţa de eroziune de ± 1250 m, de vârstă Pliocen inferior, cartat de Ielenicz (1986) numai în bazinul Dâmboviţei, pe care îl identifică la nivelul superior al culmilor ce vin din Păpuşa şi Leaota, regăsit şi în Dealul Sasului - Giuvala, continuat în aval de Rucăr ca nivel de vale, la 1250 - 1200 m, până la sud de Dragoslavele, extinzându-se în aval de această localitate, mai ales pe stânga, unde căpătă desfăşurare şi caracter de **suprafaţă de bordură**. De altfel, pentru bazinul dâmboviţean al Culoarului, Ielenicz include în etapa predepressionară sculptarea în Pliocen atât a treptei de ± 1250 m, cât şi a celei de ± 1000 m, ultimul fiind nivelul de la care a început atât sculptarea depresiunilor Podu Dâmboviţei şi Rucăr, cât şi tăierea Cheilor Dâmboviţei.

La descifrarea aspectului, genezei şi răspândirii *Suprafeţei Brănene*, a adus o importantă contribuţie şi profesorul Posea (1998). Acesta consideră că specificul regiunii brănene constă în faptul că suprafaţa de bordură (Gornoviţa) a pătruns adânc în munte nu atât ca umeri, ci mai ales ca suprafaţă, ceea ce nu s-a întâmplat în Carpaţii Meridionali. În al doilea rând, suprafaţa s-a interferat puternic cu *nivelul II al suprafeţelor medii carpatice*, pe care l-a disecat în **măguri** (pasurile Giuvala şi Bran sunt astfel de pătrunderi). În al treilea rând, s-a interferat şi cu *nivelul superior al umerilor carpatici de vale*. După finalizarea Suprafeţei Brănene, au avut loc mişcările tectonice (Valahe), care au declanşat depunerea formaţiunilor villafranchiene. Aceste mişcări au ridicat părţile montane, de unde au început a fi erodate pietrişurile respective (rezultatul fiind formarea *nivelului superior al umerilor de vale*) şi au coborât părţile unde pietrişurile se depuneau (în special Depresiunea Braşov). Porţiuni din suprafeţele Poiana Mărului, Poiana Braşov, platforma Predealului (Culmea Cărbunarea), aşa cum reiese din harta geologică 1:200000 sunt parţial acoperite astăzi de pietrişuri, situate poziţional deasupra Depresiunii Braşov, adică în munte, aspect ce indică o ridicare postpiemontană, în bloc cu arealul montan (cauzată de mişcările neotectonice de ajustare). Deci, în Culoar, toate racordările nivelelor de eroziune se impun a fi făcute prin prisma acestei tectonici, luând ca reper formaţiunile villafranchiene (din Piemontul Sohodol) şi echivalentul lor, adică nivelul umerilor carpatici de vale, ajuns aici în stadiul de suprafaţă

de eroziune, interferată, pe alocuri, cu suprafața carpatică de bordură. Suprafața Branului urcă și la 1300 m (pe valea Șimonului), ca umeri, dar în avale, către Sohodol, coboară *sub formațiunile piemontane*, începând cam de la 1000 - 900 m.

Concluziile profesorului Gr. Posea sunt următoarele: „*Dâmbovicioara devenise epigenetică și curgea de la nord la sud încă din timpul treptei a II-a a suprafețelor medii carpatice, ca și în timpul suprafeței zise de bordură (Gornovița). Deci, cel puțin bazinul Dâmboviței se nivela către Subcarpați. Partea brăneană, însă, (bazinele Turcu, Moieciu și Ghimbășelului) este posibil a fi evoluat către arealul (golful) Vlădeni (spre Transilvania). Această ultimă direcție ar indica, în mare, o vârstă ponțiană, când bazinul transilvan subsident a fost ocupat de ape (nu și Depresiunea Brașov, care nu începuse a se forma), de unde deducem că depozitele corelate trebuie căutate în sud-estul Depresiunii Făgărașului, la poalele vestice ale compartimentului sudic al Perșanilor (Munții Poiana Mărului).*”

Din cercetările efectuate până acum în cadrul Culoarului Bran – Dragoslavele, autorii implicați au descris și explicat extinderea, geneza și vârsta „Platformei Branului” (dezvoltată pe calcare, conglomerate, gresii și cristalini) și au sesizat extinderea acesteia pe mai multe trepte altimetrice, ca efect al influențelor tectonice și structural-petrografice.

■ *În nordul Leaotei și estul Fundatei* suprafața carpatică de bordură pătrunde la est de Podul Dâmboviței, în bazinul Văii Cheia (Piscul Stoichii, 1005 m, umărul de 1200 m din Zacotele etc.). Coboară apoi pe stânga și dreapta Dâmboviței, în Culmea Piatra (880 – 900 m) și în Groapa Oii, la 900 – 950 m (din Subcarpații Mățăului), deasupra Cheilor de la Cetățeni, îmbrăcând și bordura sudică a Leaotei. La nivelul acestei suprafețe nu erau formate Cheile Dâmboviței și Dâmbovicioarei, dar se conturaseră Cheile Ghimbavului și Crovului (din afara / de la limita Culoarului).

■ *În Masivul Bucegi*, nivelele corespunzătoare apar la poalele abruptului prahovean sub formă de umeri, la 900 – 1100 m, și au fost descrise de Vâlsan (1939) și V. Velcea (1961 și 1965). Păstrate pe fliș crețacic, acestea permit reconstituirea, aval de Bușteni, a unui curs al Prahovei similar cu cel actual.

■ *La nord de Bucegi și în bazinul superior al Prahovei* (inclusiv Azuga) suprafața păstrează specificul brănean, cu largă extindere. În rest, are, mai mult, caracter de umeri sau culmi scurte.

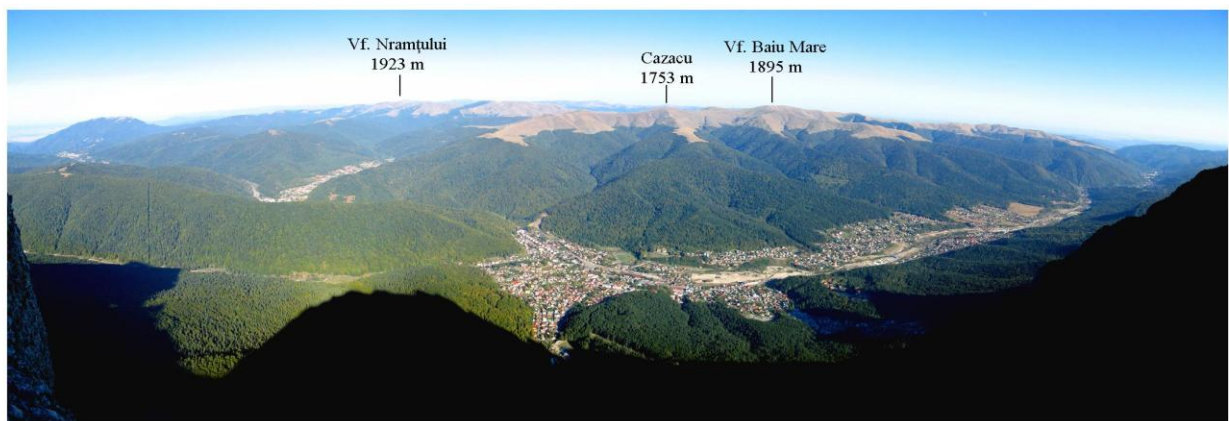
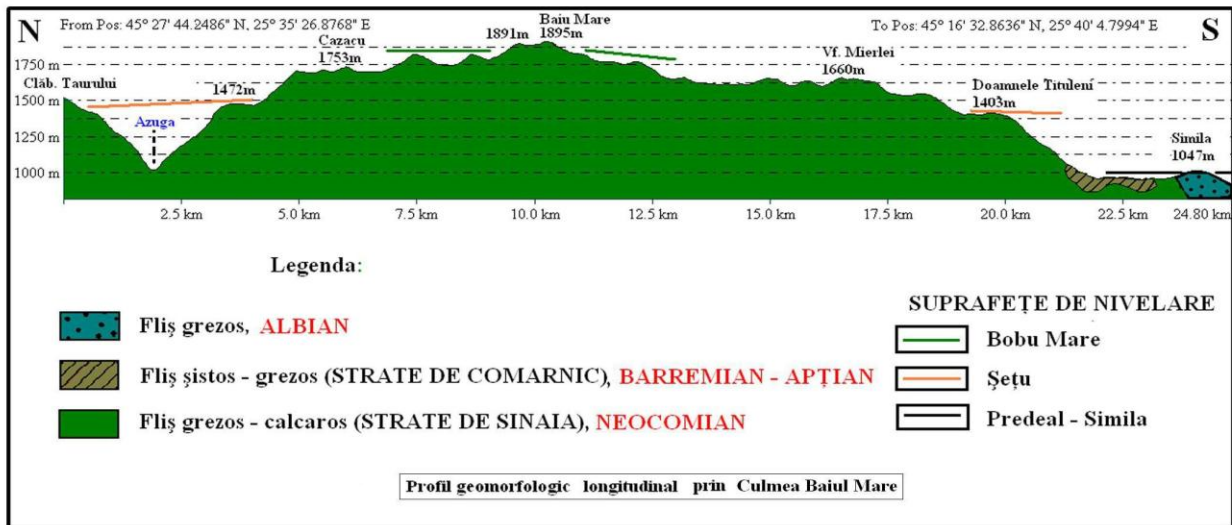
■ *În Munții Gîrbova sau Baiului* (Fig. 19, Fig. 39 și Fig. 40) sunt descrise nivele de umeri (Niculescu, 1980; Ielenicz, 1981) ce urmăresc aproape tot cursul Azugăi și Prahovei, păstrate la 1000 – 1200 m, pe flișul crețacic al stratelor de Sinaia, de la cotul nordic al Azugăi și până la contactul cu Subcarpații (zona Comarnic – Secăria).

■ *În Munții Postăvaru* (Fig. 38), relieful contemporan Pliocenului mediu și superior are cea mai largă extindere la nivelul treptei Munților Poienii Brașovului. Cercetările lui Vâlsan (1939), Nordon (1933), Orghidan (1929) au fost primele ce au indicat un nivel morfologic larg desfășurat în bazinele Poienii (Poiana Mică, la 1000 – 1040 m) și Sticlăriei (Poiana Mare, la 900 – 960 m). Deasupra acestuia, Masivul Postăvaru are caracter de martor de eroziune. Această treaptă caracterizează toate interfluviile principale din Munții Poienii Brașovului și îmbracă mai multe forme.

■ *În Munții Perșani* (sud), Orghidan (1929) descrie „Platforma Poiana Mărului”, cu o netezime remarcabilă, modelată pe cristalini și pe conglomerate, gresii și marne crețacice, dominată de „cornetul calcaros al Măgurii Codlei”. Aceasta se racordează, cu toate influențele tectonice, litologice și structurale, cu platformele de eroziune ale Branului și Poienii Brașovului (altitudini de 800 – 1000 m). De altfel, Cioacă (2002) cartează în Munții Poiana Mărului două suprafețe de eroziune, diferite ca altitudine, ambele echivalente ca vârstă suprafeței carpatice de bordură și anume:

- *suprafața de eroziune de 900 – 1000 m* (sfârșitul Sarmațianului – Meoțian superior),
- *suprafața de eroziune de ± 800 m* (Pliocen mediu).

■ *În Munții Baraolt* (Băcăințan, 1999) și *Bodoc*, suprafața de bordură urcă de la 800 la 1200 – 1300 m. Aceasta dovedește că Depresiunea Brașov s-a format ulterior, detașând Carpații de la Curbură de cei Orientali și făcând ca Munții Perșani – Baraolt – Bodoc, dar și Clăbucetele Brașovului, să rămână mai puțin înalți.



Munții Băiului - trepte de nivelare. Panoramă surprinsă dinspre vest (Masivul Bucegi)

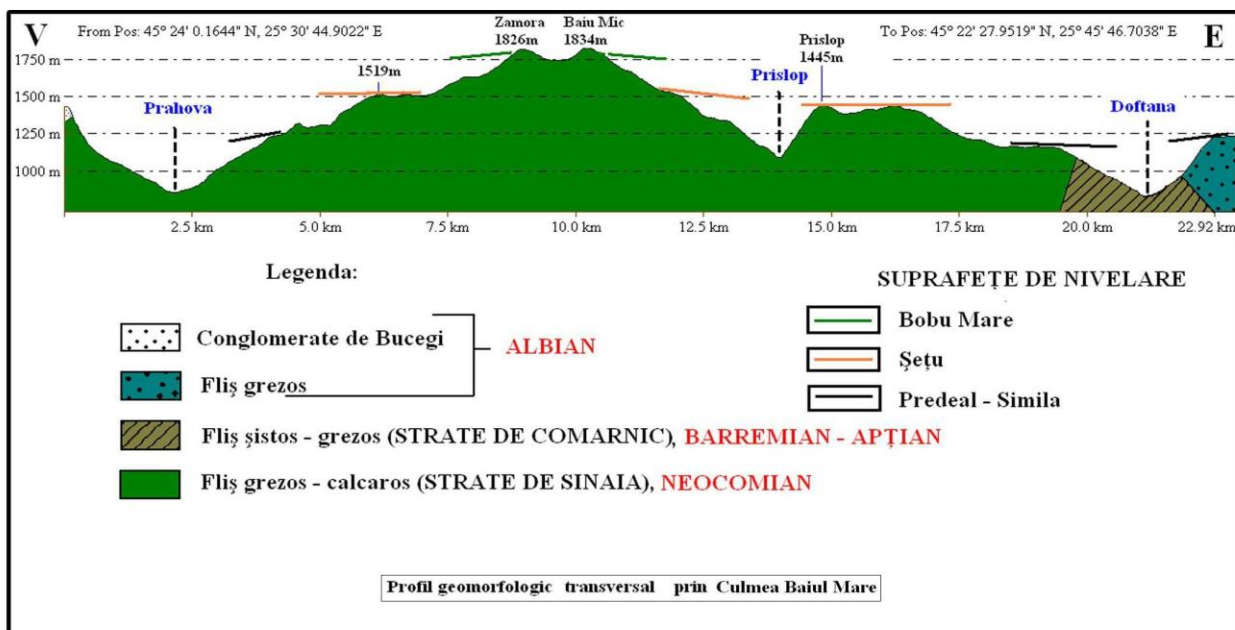


Fig. 19. Profile geomorfologice în Munții Băiului (Gârbova), culmea Băiul Mare.

Sursa: Trif (2026 b)

Condițiile de modelare

Dezvoltarea remarcabilă a acestui relief poligenetic în spațiul analizat, cu focalizare pe vestul Carpaților de la Curbură și estul Carpaților Meridionali, permite conturarea cadrului paleogeomorfologic corespunzător Pliocenului mediu – Pliocenului superior (Posea, 1998 și 2002).

Racordările pe spații întinse ale resturilor suprafețelor pliocene, este mai simplă în arealele situate la distanțe mai mari de **axul înălțărilor neotectonice** Omu – Neamțu – Ciucaș – Penteleu – Goru. Boltiri ale acestor trepte pe aliniamentul indicat au generat și creșterea pantei culmilor ce le păstrează, precum și o eroziune liniară accentuată. Condițiile de modelare ale suprafețelor Predeal, Poiana Brașov, Poiana Mărului și Branului au caracterizat *etapa anterioară orogenezei Valahe*. Caracteristica principală a reprezentat-o calmul tectonic relativ, specific mai ales *Ponțianului*, ușor perturbat de slabe înălțări în Dacian – Romanian (efect al mișcărilor Rhodanice). **Climatic**, această etapă se caracterizează prin două anotimpuri (unul uscat și secetos, celălalt umed și ploios) de tip mediteranean, cu unele tendințe de răcire, spre sfârșitul Pliocenului. Climatul a avut, în Ponțian superior – Dacian, unele nuanțe de continentalism, fapt dovedit de aparițiile nisipoase din depozitele corespunzătoare întâlnite în Subcarpați, conform cu E. Hanganu (1966), citată de Ielenicz (1972). **Vegetația** era destul de bogată după Meoțian, pe lângă speciile mediteraneene moștenite din fazele anterioare, pătrunzând și specii noi de tip mezofil. Se presupune că aceasta era etajată la nivelul unui relief de dealuri înalte și munți scunzi, cu pante de tipul glacisurilor, dominate de martori de eroziune (vechile nivele morfologice).

Procesele de modelare ale reliefului aveau ca nivel de bază, pe de o parte spațiul subcarpatic, iar pe de alta bazinul transilvan, unde apele aveau tendință regresivă începând cu Ponțianul, fapt care genera eroziune liniară în amonte. Astfel, se depuneau conuri piemontane și deltaice, alcătuite din materiale nisipoase.

Rețeaua de văi majoră urmărea în ansamblu panta generală a reliefului, pe direcția NV-SE. Racordarea pe spații extinse a umerilor, nivelelor și martorilor de eroziune, scoate în evidență lărgimea mare a văilor transversale (Ielenicz, 1972 și 1984). Acestea aveau lunci largi cu materiale fine, meandre, brațe părăsite, popine, în care eroziunea laterală era însemnată, genera prăbușiri și mici alunecări la baza versanților care mențineau puterea erozivă a arterelor hidrografice. Albiile depășeau în medie 2 – 3 km lățime și se lărgeau prin planăție pe seama glacisurilor proluvio-colviale alcătuite din material fin spălat de pe pante acoperite de vegetație mai puțin consistentă. În acest complex morfodinamic se înscriau principalele văi transversale din Carpații de la Curbură (culoarele Timiș – Prahova, Gârcin – Azuga, Doftana Ardeleană – Doftana, Târlung – Teleajen etc.).

Între aceste văi largi, masivele montane inițiale (Postăvaru, Piatra Mare, Bucegi și Baiului sau Gîrbova) aveau aspectul unor martori proeminenți, relativ împăduriți, cu aspect de cupole asimetrice (influențe structurale), cu abrupturi în treimea superioară a versanților (datorită eroziunii și influențelor litologice). Contactele structurale erau subliniate de văi.

Dacianul mijlociu (faza Rhodanică) întrerupe într-o anumită măsură nivelarea reliefului. Înălțările slabe generează depozite de nisipuri ce apar în continuitatea celor argiloase din Subcarpați. Intensificarea mișcărilor duce la exondarea parțială a Subcarpaților interni și la depuneri de conuri cu nisipuri și pietrișuri grosiere la marginea munților. Mișcările se opresc la sfârșitul Pliocenului și sunt urmate de transgresiunea romaniană.

Situația paleogeografică era cu totul diferită pe latura nord-vestică și nordică a Postăvarului și a Pietrei Mari. Culmea Postăvaru constituia, împreună cu Piatra Mare, o cumpănă de ape între tributarii bazinelor Getic și Transilvan. Spre nord de această cumpănă, ce a funcționat până la scufundarea în Romanian a Depresiunii Brașov, relieful evolua în funcție de nivelul lacului din Depresiunea Transilvaniei. Munții Perșani, exondați în faza Stircică erau circumscriși unui relief jos, de peneplenă, unei suprafețe ce înclina dinspre est și sud-est, către vest și nord-vest (Iancu și Ielenicz, 1972). În acest context, în condiții climatice mediteraneene, rețeaua de văi de pe această latură transporta pe pante cantități relativ reduse de nisipuri și pietrișuri pe care le depunea în spațiul actual al sud-estului

Depresiunii Făgăraşului. Aceste depuneri detritice aveau aspect de conuri aluviale largi, ce se suprapuneau sub forma unei câmpii piemontan-litorale, în prelungirea platformei Poiana Mărului (Mac, 1972).

Uscatul larg, de pe care văile cu lunci și glacisuri laterale transportau aceste materiale groșiere, corespunde, de fapt, platformelor care astăzi apar izolate, la altitudini de 900 – 1100 m (Poiana Braşov, Branului și Poiana Mărului). Peneplena era dominată de martori rotunjiți cu aspect de cupole prelungi, teșite, ce se racordau cu largile culoare de vale prin glacisuri ușor înclinate.

Formarea Depresiunii Braşov începând cu Romanianul, a determinat scufundarea unor largi sectoare din această suprafață de eroziune și remanieri hidrografice spectaculoase, datorate și separării pe care au realizat-o Perșanii ce s-au înălțat în Pliocen superior – Pleistocen.

Vârsta. Corelarea stratigrafică a platformelor Branului, Poiana Braşov și Poiana Mărului, trebuie căutată la nivelul *vechiului piemont pliocen superior* de la marginea Depresiunii Transilvaniei, nu în Depresiunea Braşov, care nu începuse a se forma. Rețeaua de văi atrasă de subsidența permanentă din acest spațiu depresionar a format o largă suprafață de pedimentație, ce poate fi regăsită și astăzi pe latura vestică a Perșanilor. Nisipurile și pietrișurile provin din spațiul montan (elemente calcaroase și cristaline).

Pietrișurile rulate, de dimensiuni mici și mijlocii, de vârstă Pleistocen inferior consemnate pe harta geologică 1:200000 se găsesc la vest de Valea Glăjăriei, până la valea Turcului, în spațiul Piemontului Sohodol, iar ca petice, fosilizează mici porțiuni din suprafețele Predeal, Poiana Braşov și Poiana Mărului. Aceste pietrișuri au fost datate totuși diferit, în funcție de autori: Villafranchian – Pleistocen inferior (Patrului și Mihăilă, 1966), Pleistocen superior (Săndulescu M. și Săndulescu J., 1964), Dacian (Jekelius, 1938), fiind contemporane cu cele din Transilvania sud-estica. După opinia geografului Posea (1998), „*acestea au făcut parte dintr-un larg piemont format în Pliocen – Pleistocen, în faza Valahă, la poalele masivelor înalte, pe fondul subsidenței accentuate din Depresiunea Braşov. Acest lucru arată că, după formare, suprafețele Poiana Braşov, Poiana Mărului și a Branului, au fost fosilizate și apoi exhumate ca efect al neotectonicii cuaternare. Aceste depozite datate în Cuaternar (Pleistocen inferior) se corelează cu nivelul superior de umeri de vale.*”

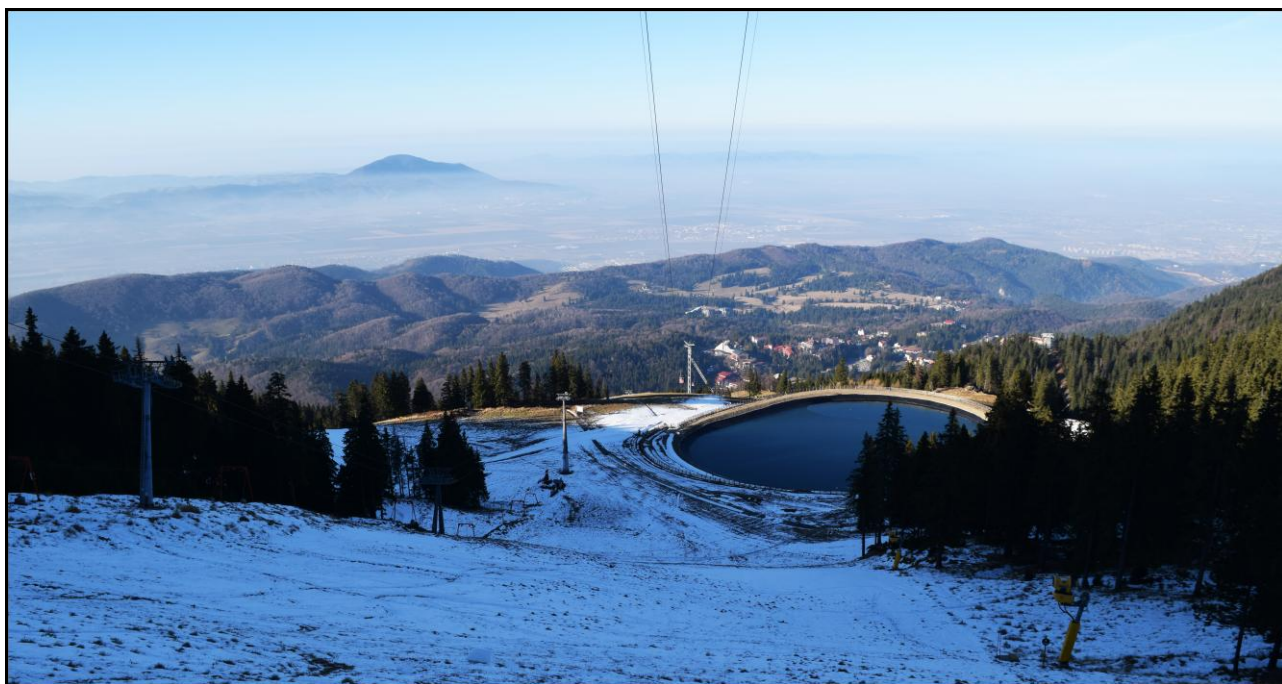


Fig. 20. Munții Postăvaru. În primul plan (umbrit), Poiana Ruia, la ± 1500 m – posibil nivel al Suprafeței Medii Carpatice; În planul secund (însorit), la 900 - 1100 m – Suprafața Poiana Braşov

2.4. NIVELELE UMERILOR CARPATICI

Aspectele actuale care s-au păstrat de la etapa de modelare a reliefului, plasată în Dacian (după mișcările Rhodanice) și până în Cuaternarul inferior (pe fondul mișcărilor Valahe), sunt legate de prezența umerilor de vale în Carpați și a suprafețelor pe interfluvii colinare (în Subcarpați).

Ridicările Rhodanice au înălțat în special Carpații, iar cele următoare, Valahe și postvalahe, au afectat spațiile limitrofe, inclusiv Dobrogea, dar cu putere sporită în Subcarpații de la Curbură. Văile s-au reorganizat și s-au adâncit sacadat pe acest cadru nou. În perioadele mai lungi de liniște tectonică, văile își stabilizau profilele longitudinale și se lărgeau destul de puternic chiar și în munte, iar în dealurile și podișurile periferice ajungeau să își împreuneze luncile, înlăturând uneori, total, interfluviile. Reluarea mișcărilor de înălțare au adus aceste „lunci” extrem de largi în stadiul de **umeri** sau **nivele de vale** (pentru unitățile carpatice), iar în dealuri ele au devenit **suprafețe interfluviale**, nivelul cel mai nou (S IV 2) căpătând și aici aspectul morfologic al umerilor de vale.

Generalizând (Posea, 2002), aceste nivele apar în număr de două și se dispun la circa 200 – 300 m sub suprafața carpatică de bordură și la circa 200 – 400 m deasupra talvegurilor actuale. Între cele două nivele există o diferență altimetrică de 150 – 200 m. În profil longitudinal, nivelul cel mai înalt de vale din Carpați (S IV 1), trece în suprafață interfluvială peste dealurile periferice. Trecerea se face lin, ca un profil longitudinal de râu, sau cel mai adesea printr-o ruptură de pantă de circa 100 – 200 m, plasată la marginea muntelui. Aceasta demonstrează că, după formarea nivelului de vale, muntele s-a înălțat mai mult decât unitățile deluroase.

Nivelul al doilea (S IV 2), mai slab dezvoltat, se continuă în dealuri sub forma unor umeri de vale foarte largi, ca niște copăi suspendate peste talvegurile actuale. Uneori însă, acesta trece și pe interfluvii ca în Podișul Secașelor.

Local și zonal, pot apărea chiar 3 – 4 asemenea nivele, ca în Carpații și Subcarpații de la Curbură, iar *unora dintre aceste nivele montane le pot corespunde piemonturi, la exterior.*

Ocurența pe masive, aspectul, vârsta și condițiile de modelare

a. *Nivelele umerilor de vale din Carpații Meridionali:*

- *pe versantul transilvănean* se remarcă două șiruri de umeri de vale (la 800 – 750 m și 600 – 550 m), trecând în dealurile de pe rama depresiunilor Făgărașului și Sibiului, urcând apoi mai mult în munte, pe văile Șinca, Sadu, Săliște etc.;

- în *defileul Oltului*, nivelele sunt aproape similare (la 800 – 650 m și 600 – 550 m), cartate de Popescu (1972) și datate ca vârstă la limita dintre Pliocen și Cuaternar. Aceleași nivele au fost identificate și de Badea (Geografia României III, 1987): nivelul de 700 – 650 m și nivelul de 600 – 570 m, datate postpliocen;

- *pe versantul sudic*, un nivel este bine dezvoltat în munte (750 – 680 m, pe Jiu), dar uneori se observă și unele urme la 650 – 600 m și 550 – 500 m. Peste Subcarpații Getici trece un nivel, iar culmile superioare ale muscelor argeșene sunt retezate de nivelul de umeri superior ce coboară din Făgăraș.

În *vestul Carpaților de la Curbură* au fost depistate două nivele, dintre care cel superior nu trece și în Subcarpați și *îmbracă aspect de suprafață de bordură* (de exemplu în partea nord-estică a Culoarului Bran – Rucăr – Dragoslavele, între văile Moieciul și Pârâul Mare).

b. *Nivelele umerilor de vale din Culoarul Bran – Rucăr – Dragoslavele* (Fig. 36)

În cele ce urmează vom aborda discuția acestor nivele (S IV), focalizându-ne pe arealul geografic ciscumscriș culoarului depresionar carpatic sus-amintit.

■ În *bazinul Dâmboviței* (sudul Culoarului), cele două nivele cartate de Posea (1998) urcă îndeosebi pe văile Râușor și Dâmbovicioara, coborând pe la Dragoslavele în Piemontul Getic, unde, corelat, se depuneau pietrișuri (Pietrișurile de Cândești). La ieșirea din munte **nivelul superior** are 830 m în Culmea Piatra de sub Mateiaș și 730 – 860 m pe umerii ce coboară din Leaota. Este echivalent, la

nord de Câmpulung, cu Plaiurile Nămăieștiului, identificat și de Mihăilescu (1963) ca suprafața Râul Târgului, bine dezvoltată la poalele Munților Iezer și care domină dinspre nord Depresiunea subcarpatică a Câmpulungului, desfășurându-se cel puțin între văile Argeșel și Râul Târgului, dispusă în două trepte: prima la 960 – 900 m, echivalent nivelului superior al umerilor de vale (S IV 1), iar a doua la 900 – 820 m, echivalent nivelului inferior al umerilor de vale (S IV 2).

În bazinele superioare ale Dâmbovicioarei și Râușorului nivelul superior de umeri de vale urcă la 1100 – 1200 m. Se materializează ca umeri în Cheile Dâmboviței, la 1000 m și în martorul de 860 m, la confluența râurilor Cheia și Dâmbovița. Acest nivel a fost cartat, totodată, de Niculescu și Roată (1995), sub denumirea „Braniște” (nivelul inferior). Cei doi geografi l-au identificat numai în partea sudică a Culoarului Bran – Dragoslavele și apare fragmentar în depresiunile Podu Dâmboviței (Dealul Stoichii, la 850 – 900 m) și Rucăr (Dealul Braniște și pintenii marginali, la 750 – 850 m), ca resturi (umeri) din nivelul inițial. La sud, în lungul Dâmboviței, nivelul Braniște apare sub formă de umeri la altitudini de 810 – 850 m. Umerii de sub Muntele Mateiaș sunt folosiți de șoseaua Câmpulung – Brașov. În concluzie, nivelul superior de umeri de vale din bazinul dâmbovițean aferent Culoarului corespunde:

- celui semnalat de Ielenicz (1986) la \pm 820 m, având vârstă Pliocen superior – Cuaternar inferior;
- celui denumit de Mihăilescu (1963) „suprafața Râu Târgului”;
- celui identificat de Niculescu și Roată (1995) ca „nivelul Braniște”, de vârstă Pleistocen mediu;
- celui descris de Posea (1998), de vârstă Villafranchian, ale cărui depozite corelate se găsesc în Piemontul Căndești.

■ În *bazinul râului Turcu* (nord-estul Culoarului), **nivelul superior de umeri** îmbracă cu precădere *aspect de suprafață* generalizată pe interfluviile de ordinul al II-lea, dar are și *caracter de piemont acumulativ* (Piemontul Sohodolului). Formațiunile piemontane urcă de la circa 700 m (la est de Tohanu Nou), până la 1000 m, pe interfluviul cu aspect de con dintre văile Poarta (afluent al Turcului) și Pănicel (din bazinul Ghimbășelului). Nivelul de eroziune corespunzător piemontului, cu precădere cel superior, se ridică spre sud la 1100 – 1140 m, *pe interfluvii*, iar apoi ca *umeri de vale*, la altitudini și mai mari, către Bucegi și Leaota (sub Culmea Dudele – Sfântu Ilie).

O dezvoltare largă, *de tip suprafață*, apare și *la est de valea Moeciu*, unde nivelul superior urcă de la 900 – 950 m, la aproape 1200 m (Muntele Secătura, 1193 m, pe conglomerate). În aceste părți de la est de Moeciu există o interferență cu suprafața carpatică de bordură.

Către vest de Moeciu, în arealul satelor Măgura, Peștera și Șirnea, interfluviile principale situate până la 900 m, spre râul Moeciu, se încadrează într-o *suprafață unitară* a acestui nivel (tot pe conglomerate, din care răsar uneori klippe de calcar jurasic). Aici se observă bine și **nivelul inferior de umeri**, pe interfluviile secundare primelor, care sunt și foarte scurte.

□ Dacă **nivelul superior** are, spre Bran, circa 200 m altitudine relativă, scăzând în amonte la/sau sub 160 m, cel inferior, mult mai slab dezvoltat are circa 100 – 120 m la Bran și scade spre amonte. Nivelul superior al umerilor de vale descris de Posea în Culoar se sincronizează, pe alocuri, altimetric, cu nivelul mediu (din Culoar) denumit de Niculescu și Roată (1995) „Moeciu”, care prezintă la nord de Pasul Giuvala „o extensiune remarcabilă și unitară care nivelează toate interfluviile și constituie un plan general ce coboară lin spre NE, pe o distanță de 15 km, de la 1070 – 1050 m, la 950 m în Poarta Branului și la 750 m în apropierea Tohanilor. Acesta se prezintă pretutindeni sub formă de culmi rotunjite sau aplatizate, lungi de 2 – 3 km. Dacă amonte de Bran nivelul retează conglomeratele cretacice, în Dealurile Sohodolului se dezvoltă pe depozite fluvio-lacustre Villafranchian – Pleistocen inferioare, dominând cu puțin «Șesul» Bârsei. Nivelul Moeciu este datat Villafranchian – Pleistocen inferior, iar depozitele lui corelate se află în prelungirea sa, efilându-se peste el.” La Posea, vârsta nivelului superior de vale este Villafranchiană. Formațiunile piemontane se depuneau spre Depresiunea Brașov, pe o grosime mai mare de 700 m, în condiții de subsidență accentuată (Patrulius și Mihăilă, 1966), patul lor fiind astăzi la circa 0 m. Arealul Sohodol a fost ulterior înălțat, împreună cu Culoarul și arealele montane, iar Depresiunea Brașov a devenit subsidentă.

Așadar, nivelul Moeciu are caracter de suprafață de bordură, fosilizată parțial de pietrișurile corelative din Piemontul Sohodol.

□ **Nivelul inferior** a fost sesizat și de Orghidan (1936) la 750 – 800 m, în „muscelele Sohodolului și Tohanului”. A. Bârsan (1969) a cartat nivelul de 750 – 850 m în „platformele Sohodol și Predeluț”, fiind echivalent cu cel precizat de Orghidan și Posea (S IV 2). Vârsta acestei trepte morfologice inferioare este apreciată ca fiind *Pleistocen mediu – Pleistocen superior (Mindel – Riss)*, probabil înaintea glaciațiunii, iar depozitele sale corelate sunt reprezentate de pânzele de pietrișuri și nisipuri din golful Râșnov – Zărnești (Iancu, 1962; Ielenicz, 1972).

Odată cu aceste nivele a început adâncirea epigenetică a principalelor chei (Posea, 1998), odată cu separarea clară a celor două părți ale Culoarului (sectorul dâmbovițean și cel brănean).

2.4.1. Nivelul umerilor superiori. Condițiile de modelare.

Spațiile geografice de mai jos vizează arealele montane din vecinătatea Culoarului Bran – Rucăr – Dragoslavele, cu evoluție comună, asemănătoare.

■ În *Carpații de la Curbură* (Fig. 19, Fig. 38, Fig. 39 și Fig. 40) nivelul umerilor superiori ce aparține primei trepte a nivelelor carpatice de vale, modelată la limita Pliocen – Cuaternar, a fost cartat de Ielenicz (1972, 1981, 1982 și 1984) atât în lungul văilor principale (Prahova, Timiș, Doftana, Târlung, Teleajen, Buzău, Bâsca Mare, Bâsca Mică etc.), cât și în jurul depresiunilor intramontane (Brașov, Întorsura Buzăului și Comandău). Deformările tectonice recente și eroziunea (toreniți, alunecări) au generat diferențieri altimetrice pe un ecart cuprins între 700 – 1100 m. De aici rezultă și dificultatea reconstituirilor. Cu toate acestea, treapta de relief menționată confirmă antecedenta unor văi, precum și captările ce au remaniat rețeaua de drenaj după Villafranchian.

■ Pentru *Munții Postăvaru* (Fig. 38), conform cu Mihai (2005), treapta corespunde unor interfluvii cu pantă de glaciș, ce înclină SV-NE, dinspre suprafața Poiana Brașov către depresiunea omonimă. Cea mai mare extindere corespunde culmii Stejerișul Mare de pe interfluviul dintre Valea Șcheilor și Valea Căldării (2,5 km lungime, 740 – 850 m altitudine). Apare și pe Muntele Tâmpa (900 – 950 m), pe calcare cu influențe litologice și structurale.

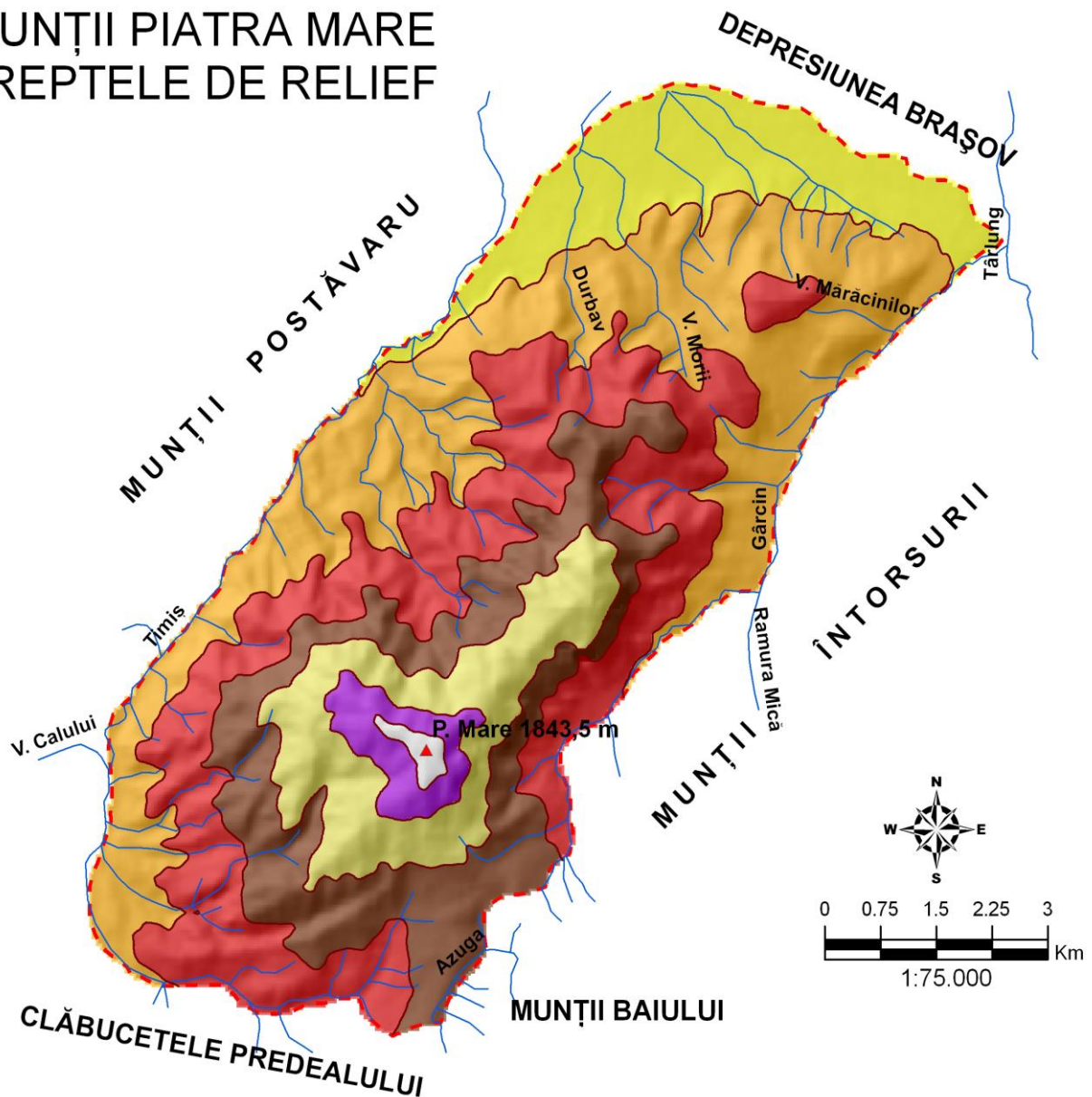
■ În *Masivul Piatra Mare*, conform cu Mihai (2005), nivelul apare sub forma umerilor prelungi, cu pantă de glaciș, pe latura nordică a masivului, având o extindere limitată ca urmare a unei puternice eroziuni torențiale. Treapta pare mai evidentă la 800 – 900 m, pe roci variate (calcare, conglomerate și fliș), fiind redusă, pe alocuri, la rupturi de pantă și martori de eroziune (Dealul Plopiș, 890 m).

Condițiile de modelare. Cartarea în teren a acestor trepte morfologice este dificilă. Procesele actuale (mai ales eroziunea liniară, iar pe alocuri solifluxiunile și alunecările superficiale) au distrus continuitatea umerilor, fapt vizibil mai ales pe flișul cretacic. Grohotișurile periglaciare au acoperit nivelele de umeri de la poalele estice ale Pietrei Mari, însă pe versantul opus al Gârcinului acestea sunt vizibile, situație sesizată și la poalele Bucegilor (umeri vizibili doar în Baiului) de V. Velcea (1961). Mișcările tectonice au avut efecte diferite, astfel că nivelele de umeri sunt mai clar detașate în cazul platformelor de eroziune Predeal, Poiana Brașov și Brăneană, la limita cu Depresiunea Brașov, prin rupturi de pantă de 100 – 150 m, generând astfel, ca efect al tectonicii, complexe de horsturi și grabene situate la altitudini diferite.

Condițiile de modelare ale acestei trepte sunt relativ variate. Acestea se datorează, pe de o parte, proceselor legate de albiile râurilor, cât și retragerii versanților prin planație și chiar prin abraziune lacustră (la limita depresiunilor). Mobilitatea tectonică a impulsionat creșterea competenței râurilor și a pâraielor care depuneau la poalele muntelui elemente grosiere (nisip și pietriș în amestec cu măr). Aceste aluviuni se descărcau la marginea lacului din Depresiunea Brașov sub formă de pânze suprapuse pe fâșii, acumulate pe suprafața șelfului ușor înclinat.

Eroziunea laterală se intensifica datorită pantei albiilor și materialelor grosiere, iar pe fondul unei vegetații puțin consistente (probabil de silvostepă sau pădure de stejari termofili), procesele de versant erau active.

MUNȚII PIATRA MARE TREPTILE DE RELIEF



LEGENDA

- > 1800 m Platoul dominat de marmorii structurale și litologici = Pediplena Carpatică (analogie cu fizionom. platoului Bucegi)
- 1650 - 1800 m T. abrupturilor structurale și litologice dominate de suprafețe structurale și nivele litologice (MIOCEN MEDIU ?)
- 1400 - 1650 m T. Suprafețelor Medii Carpatice (SARMAȚIAN MEDIU - SARMAȚIAN SUPERIOR)
- 1200 - 1400 m T. versanților și nivelelor de eroziune care fac racordul Supraf. Carp. de Bordură cu cele Medii Carpatice II
- 950 - 1200 m T. Suprafeței Carpatice de Bordură (PONȚIAN MEDIU - ASTIAN)
- 700 - 950 m T. versanților, glacisurilor de eroziune, a culoarelor de vale și bazinetelor depresionare
- 618,64 - 700 m T. glacisurilor și piemonturilor marginale (VILLAFRANCHIAN SUP. - RISS)
- Rețeaua hidrografică
- Limita geografică
- Cotă altimetrică

Fig. 21. Munții Piatra Mare – treptele de relief. Surse: Ielenicz (1972) și Posea (2002)



Fig. 22. Munții Piatra Mare (altitudine maximă, Vf. Piatra Mare, 1843,5 m) – treptele de nivelare

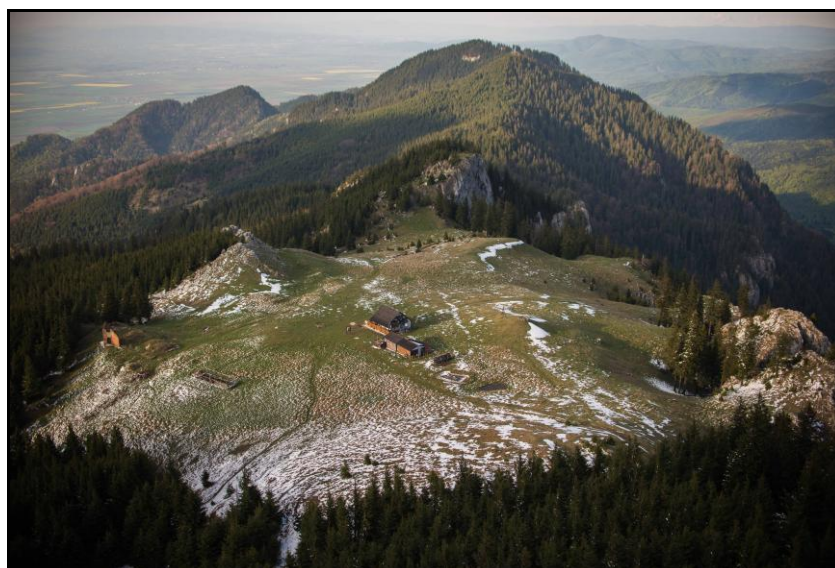


Fig. 23. Masivul Piatra Mare – Poiana Șurii de Piatră, ± 1630 m, nivel al Suprafeței Medii Carpatice

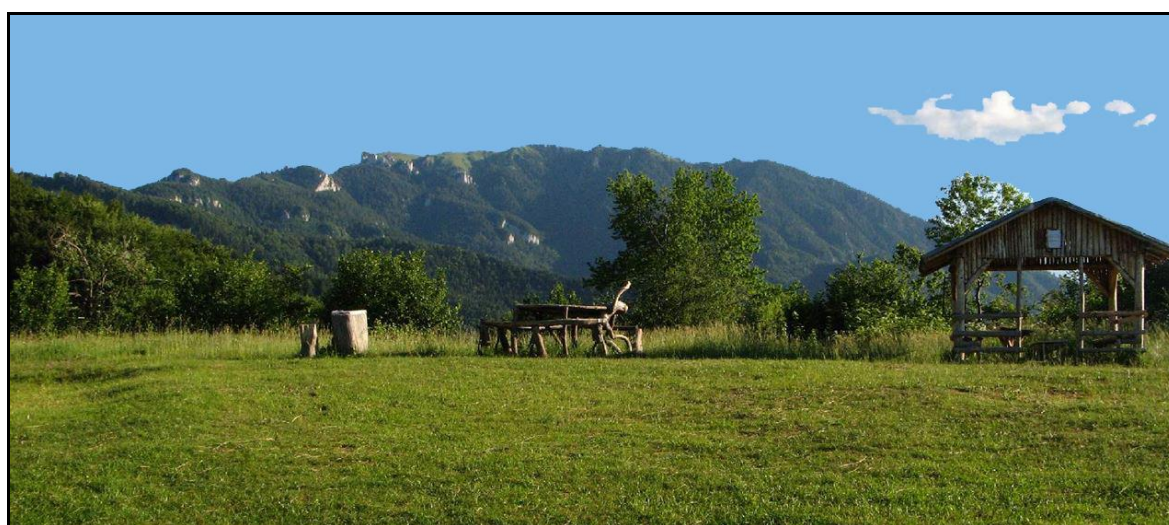


Fig. 24. Munții Piatra Mare – cabana Bunloc, ± 1030 m, nivel al Suprafeței Carpatice de Bordură

Spălarea în suprafață, șiroirea, ravenarea și mai puțin alunecările, au creat glacisuri de vale prelungi ce se pot reconstitui astăzi la partea superioară a văilor. Se presupune că exista o etajare biopedoclimatică mai clară în masivele înalte, iar versanții aveau profil complex (cu abrupturi de eroziune la partea superioară și glacis la baza lor). Retragera acestora a intersectat, pe alocuri, suprafața superioară de eroziune (Clăbucetele Predealului și Suprafața Branului).

La contactul cu Depresiunea Brașov, în condiții de țărm lacustru cu topoclimat specific, pantele erau reduse sub 3 – 5°, iar procesele de șiroire, alterare, abraziune și ablație au modelat permanent o prispă continuă de glacis. Acest nivel a fost descris de Orghidan (1933) și distrus ulterior de fragmentarea tectonică. Procese similare au avut loc și în jurul lacului izolat de la Timișul de Sus, ce colecta pâraie din Postăvaru și Piatra Mare.

Vârsta. Corelarea stratigrafică a acestei trepte de relief (pentru munții din vestul Carpaților de la Curbură) este legată de acumulările grosiere de dimensiuni crescânde din Depresiunea Brașov și din Subcarpați. În *Astian* (echivalentul *Villafranchianului*) – *Pleistocen inferior*, primele mișcări de înălțare, care au fost mai ample în centrul Carpaților de la Curbură, au condus la acumulări piemontane de nisipuri, pietrișuri și chiar bolovănișuri, în alternanță cu mături și depozite argilo-nisipoase. Acestea s-au acumulat sub forma unui larg piemont situat la poalele Bucegilor și Postăvarului, structuri în pânză ce se poate reconstitui astăzi mai ușor între văile Turcu și Râul Mare (Piemontul Sohodol), și chiar prin resturile de pietrișuri de pe suprafața Poiana Brașov și de la nord-vest de Predeal (Cărbunarea – Trei Brazi – Fitifoiu). Depozitele amintite (Posea, 1998) sunt corelabile cu nivelul superior al umerilor de vale și corespund, ca vechime, depozitelor fluvio-lacustre din Depresiunea Timișul de Sus (predominant argilo-nisipoase, transportate din aria gresiilor și conglomeratelor cretace).

Etapa modelării acestor nivele este prima care își găsește depozite corelate în Depresiunea Brașov. Stratigrafia de detaliu a Pleistocenului din această arie depresionară arată că mișcările tectonice din faza Valahă au avut mai multe etape de intensificare și relaxare, fapt dovedit de alternanța pietrișurilor grosiere cu depozite argilo-nisipoase mai fine. În plus, se constată o răcire a climei care devine umedă în Pleistocenul mediu, anticipând prin reapariția de faciesuri grosiere, începutul glaciațiunii.

2.4.2. Nivelul glacisului de eroziune marginal și al umerilor de vale inferiori. Condițiile de modelare.

Spațiile geografice de mai jos vizează arealele montane din vecinătatea Culoarului Bran – Rucăr – Dragoslavele, cu evoluție comună, asemănătoare.

Treapta de relief cea mai joasă și cea mai recentă din categoria suprafețelor și nivelelor de eroziune este relativ puțin extinsă. Mișcările tectonice din faza Valahă au scăzut în intensitate în Pleistocenul mediu, fapt ce a creat noi condiții de dezvoltare a eroziunii laterale în albi. Acest episod de relaxare tectonică s-a menținut un timp relativ scurt, probabil circa 400 de ani (Mihai, 2005), până la faza Pasadenă, când au loc ultimele înălțări (care au condus la formarea teraselor).

Desfășurare și fizionomie. Prezența restrânsă a acestor nivele de eroziune, mult mai limitată chiar decât al unor trepte morfologice mai vechi, se explică pe baza fragmentării puternice a vechilor glacisuri, ca efect al eroziunii pe verticală și a proceselor periglaciare din Pleistocenul superior. De asemenea, duritatea rocilor s-a impus, astfel încât modelarea a afectat suprafețe mai mari pe roci moi (fliș, gresii, conglomerate și marne), care însă au fost ușor erodate. Pe roci dure (calcare) nivelul este mai restrâns.

Ajustările neotectonice au continuat și în pleistocen. O serie de falii situate mai ales la periferia muntelui au fost active (de exemplu falia Branului, situată la nord-est de Culmea Măgurii, 1374,6 m). Scufundările au alternat cu înălțările de pe rama Depresiunii Brașov, iar fragmentarea acestei trepte este mai evidentă în zona Brașovului.

Dezvoltarea spațială a treptei de relief menționate, aparținătoare ariei montane circumscrise vestului Carpaților de la Cubură (Mihai, 2005), prezintă următoarele înfățișări morfologice:

- *umeri de vale* de formă prelungă (pe Valea Timișului, între confluențele cu văile Lipiaș și Șipoaie), ce pot atinge altitudini de 750 – 800 m și lungimi de maxim 0,5 – 0,75 km. Aceștia prezintă, pe alocuri, influențe structurale (mai evidente în Piatra Mare) și litologice, fiind dezvoltati preponderent pe conglomerate și gresii;

- *nivele de glacisuri de eroziune*, situate la bordura montană spre Depresiunea Brașov. Acestea corespund unui fost glacis de eroziune modelat pe roci variate, pe toată marginea depresiunii. Duritatea rocilor a impus o dezvoltare diferențiată între masivele Postăvaru și Piatra Mare: pe roci dure (calcare), treapta apare mai limitat, sub formă de martori de eroziune izolați sau incipienți, la 650 – 750 m (Dealul Doroba – 706 m, Dealul Golii – 780 m, Dealul Ascuțit – 764 m, Dealul în Piatră – 783 m, Dealul Cetății Râșnov – 770 m ș.a.); pe roci moi (gresii, marne și conglomerate) s-a păstrat sub formă de glacisuri prelungi, cu pante mici (sub 4 – 5°), respectiv martori incipienți, prelungi, așa cum apare în nordul Pietrei Mari, la 670 – 800 m (între văile Baciș și Gârcin).

Formarea Depresiunii Brașov a continuat prin subsidențe în tot cuaternarul, fenomen ce caracterizează și evoluția actuală a câmpiei intramontane. Înălțările au alternat cu subsidențe în tot spațiul de contact dintre masivele montane și depresiune, fapt dovedit de pânzele de pietrișuri și nisipuri din golful Râșnov – Zărnești și aria Brașov – Săcele (Iancu, 1962; Ielenicz, 1972). În această situație, nivelul de 650 – 800 m, format la marginea depresiunii, este puternic fragmentat de văi adâncite pe linii de falie (Valea Căldării, Valea Scheilor, Valea Răcădăului, Valea Joaderului, Valea Baciului etc.). Intersectate perpendicular de falii și decroșări cu diferite direcții, aceste dislocări au avut ca efect apariția de-a lungul marginii muntelui a unor mici golfuri în formă de pâlnie, ce au devenit noi nivele de bază locale.

În acest fel, nivelul apare izolat de rama montană sub forma **martorilor de scufundare**, în care se recunoaște aceeași geologie cu cea a ramei montane învecinate. Este cazul martorilor: Piscul Bureților (643 m) – pe calcare; Dealul Cetățuia (740 m) și Dealul Șprenghei (600 m) – pe calcare și conglomerate; Dealul Melcilor și Dealul Morii (680 m) – pe calcare, conglomerate și gresii; Movilele Cernatului (620 – 640 m), la nord de Săcele, pe fliș și gresii. Toate acestea se află la distanță variabilă de munte și în stadii mai mult sau mai puțin avansate de planaj, consecință a retragerii versanților. Aspectul este de cupolă rotundă și chiar de cornet calcaros, înconjurat de trene coluviale și grohotișuri vechi, periglaciare. Pe alocuri, detașarea de munte nu este totală, astfel că grabenele corespund cu înșeuări modelate pe formațiuni de roci similare (ca tip și duritate) sau cu duriate mică (Dealul Melcilor – Dealul Morii – Tâmpa, Dealul Cetățuia – Dealul Warthe – Stejerișul Mare, Piscul Bureților – Pisculețul).

Condițiile de formare ale acestei trepte corespundeau unui *fond tectonic* caracterizat printr-un calm relativ. *Clima* devenise deja temperată, cu modificări relativ frecvente de nuanță. Episoadele umede și chiar reci deveneau tot mai lungi, în Pleistocenul mediu și superior, când în masivele montane înalte funcționau deja ghețari. Episoadele climatice alternau, înfățișând perioade blânde, răcoroase și chiar calde. *Vegetația* era reprezentată prin păduri de foioase central-europene (cu predominanța mesteacănului și a fagului) în amestec cu esențe de conifere (pin și molid).

Versanții erau caracterizați prin pante relativ mari, după faza Valahă, când văile se adânciseră considerabil. Spălarea în suprafață și șiroirea erau omniprezente, iar torenții cu nivelele de bază joase și apropiate își dezvoltau bazine mari, apropiate de cele actuale. Energia reliefului creștea cu zeci de metri. La nivelul văilor, pe fondul relativ liniștit al tectonicii, se depuneau nisipuri și pietrișuri relativ fine, aduse de torenți, care urmau a contribui la intensificarea eroziunii laterale. Albiile au devenit largi, atingând 0,5 – 1,5 km, dezvoltând meandre și frecvente despletiri. Lateral, contactul cu versanții se concretiza prin trene prelungi de glacis proluvio-coluvial, afectate pe alocuri de eroziunea laterală din arealele cu malul înalt. Pe margine, spre Depresiunea Brașov, lacul pliocen-cuaternar se depărtase spre nord și nord-vest. Marile areale subsidente structurau deja rețeaua de drenaj. Timișul, Târlungul, Pârâul Turcului și alte râuri, depuneau mari pânze de aluviuni (pietrișuri și nisipuri), pe care cursurile de apă

aveau trasee pendulatorii, în funcție de deplasarea nivelului de bază subsident. Aceste aluviuni urmau să stea la baza viitoarelor câmpii (șesuri) piemontane.

Evoluția versanților a fost condiționată de influențe litologice, structurale și tectonice. Continua accentuarea prin eroziune a aliniamentelor de contact. Faliile și formațiunile dure impuneau abrupturi de câteva sute de metri și contacte tranșante cu spațiul depresionar. Pe rocile moi, torenții se adânceau rapid, își lărgeau bazinele, iar interfluviile capătau pante de glacis de eroziune. Izvoarele de la baza conglomeratelor și calcarelor întrețineau, împreună cu precipitațiile, o rețea de pâraie aproape permanentă, cu un mare potențial eroziv (dovedit de bolovănișurile din pânzele piemontane și glacisurile proluviale). Pe calcare, văile se adânceau lent, probabil și datorită intensificării drenajului subteran, prin tuburi de presiune și galerii (zona Râșnov – Cristian, bazinele Șipoaie, Tamina etc.). Aici nivelele au caracter mai mult de trepte litologice.

Începutul glaciațiunii în masivele înalte din partea vestică a Carpaților de la Curbură (Posea, 2002) a avut ca efect *extinderea domeniului periglaciuar*, prin modificarea radicală a condițiilor biopedoclimatice. Dezagregările puternice afectau spații întinse, astfel încât la baza tuturor abrupturilor apăreau mari trene de grohotiș. Solifluxiunile și alunecările profunde erau întreținute de existența unui pat înghețat și umed în perioadele de dezgheț, precum și de izvoare ce se alimentau din masele de grohotiș, în care se aflau, probabil, și ghețari de pietre (în Munții Bucegi). Astfel, râurile își vor mări competența, vor eroda malurile, iar pe fondul noilor înălțări din Pleistocenul superior (faza Passadenă), își adâncesc talvegurile. Multe dintre acestea capătă, pe alocuri, aspectul de chei (Timișul la Trecătoarea Timișului, Șipoaie, Tamina, Prahova în aval de Predeal, Râșnoava, Azuga etc.).

Evoluția periglaciuară a versanților a condus la retragerea lor prin prăbușiri, avalanșe, alunecări și solifluxiuni, precum și la formarea unor trene de grohotiș. Crioplaneția a conturat abrupturile, dar a generat și retragerea versanților, intersectarea lor pe alocuri și distrugerea sau coborârea în altitudine a unor nivele de eroziune. Aceasta face dificilă reconstituirea precisă a succesiunii inițiale a treptelor morfologice (în bazinul Timișului, valea Gârcinului, la poalele abrupturilor din Bucegi etc.).

Vârsta acestei trepte morfologice este apreciată ca fiind Pleistocen mediu – Pleistocen superior. Depozitele de pietrișuri și nisipuri din Depresiunea Brașov au fost transportate de o rețea atrasă de zona de subsidență locală din centrul Țării Bârsei și depuse peste cele de vârstă Pliocen superior. Cele trei pânze de aluviuni depistate în piemonturile Săcele, Orașului și golful Rasnov – Zărnești (Iancu, 1962; Iancu și Ielenicz, 1972), sublinate de văile cu dezvoltare divergentă (Timiș – Târlung și Turcu – Ghimbasel), arată o înălțare relativ însemnată a ramei montane și după faza Valahă.

Aluvionările au arătat extinderea unei rețele cu bazine mari, lungi, largi, cu materiale mai grosiere, cu schimbări dese de curs și aporturi mari de pe versanți. Stratigrafic, s-a dovedit că sunt mai noi decât Villafranchianul, mai precis din Pleistocen superior (Würm), iar prin racordări morfologice cu Subcarpații (Ielenicz, 1972 și 1984) în care se formau terasele înalte, nivelul se poate localiza în Pleistocen mediu – Pleistocen superior (Riss – Würm). Considerând că regiunea a intrat în regim periglaciuar de modelare, în Riss, când a început faza Passadenă, cu noi acumulări de pietrișuri și bolovănișuri, se poate afirma că această treaptă aparține perioadei dinaintea glaciațiunii.

Eroziunea liniară și reactivarea alunecărilor de teren din ultimele circa trei secole, au avut drept consecință distrugerea puternică a treptei de relief corespunzătoare nivelului glacisului de eroziune marginal și al umerilor de vale inferioari (Iancu, 1962; Mihăilescu, 1963).

Concluziile finale sunt prezentate sintetic (schematic) la paginile 74 - 78. Ele evidențiază **modele regionale ale suprafețelor de nivelare din Carpații Meridionali și din vestul Carpaților de la Curbură** (aria geologo-geomorfologică cuprinsă între Masivul Pietra Craiului și Munții Baiului), un spațiu de tranziție cu caractere complexe, atât din punct de vedere geologic, cât și geomorfologic ori geografic.

ANEXE

Anexele reunesc 16 figuri care includ 15 hărți și 4 profile geomorfologice din lucrări consacrate, de analiză geomorfologică regională. Cele 13 hărți geomorfologice regionale redau clar ocurența pe masive reprezentative grupelor montane aparținătoare, a suprafețelor de nivelare. Hărțile sunt inserate în ordine, după criteriul direcțional (de la vest către est). Accesarea lor este înlesnită de trimiterile menționate în text (Fig. x).

HĂRȚI ȘI PROFILE GEOMORFOLOGICE DIN LUCRĂRI CONSACRATE, DE GEOMORFOLOGIE REGIONALĂ

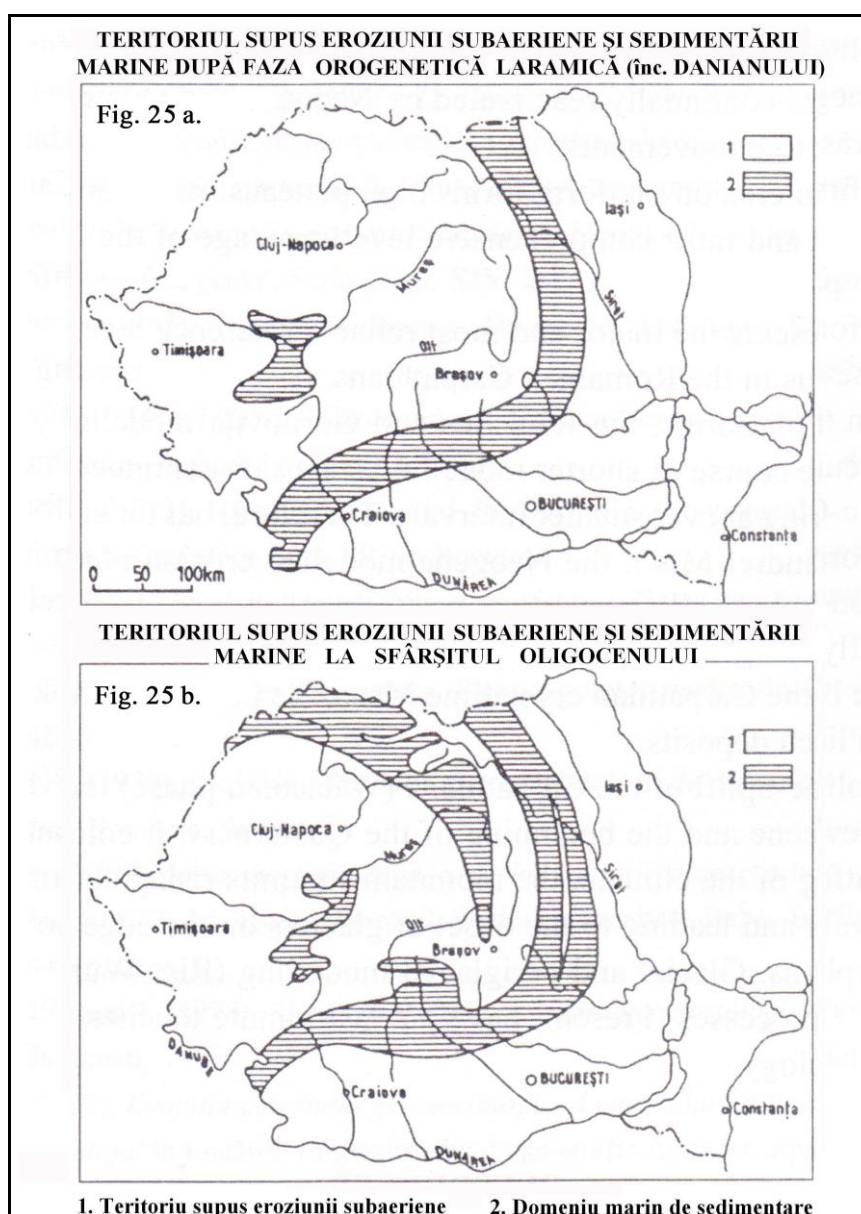


Fig. 25 a. și 25 b. Situația paleogeografică a teritoriului României în perioada Danian - Oligocen.
Sursa: Niculescu (în Bălțeanu et al., 2000)

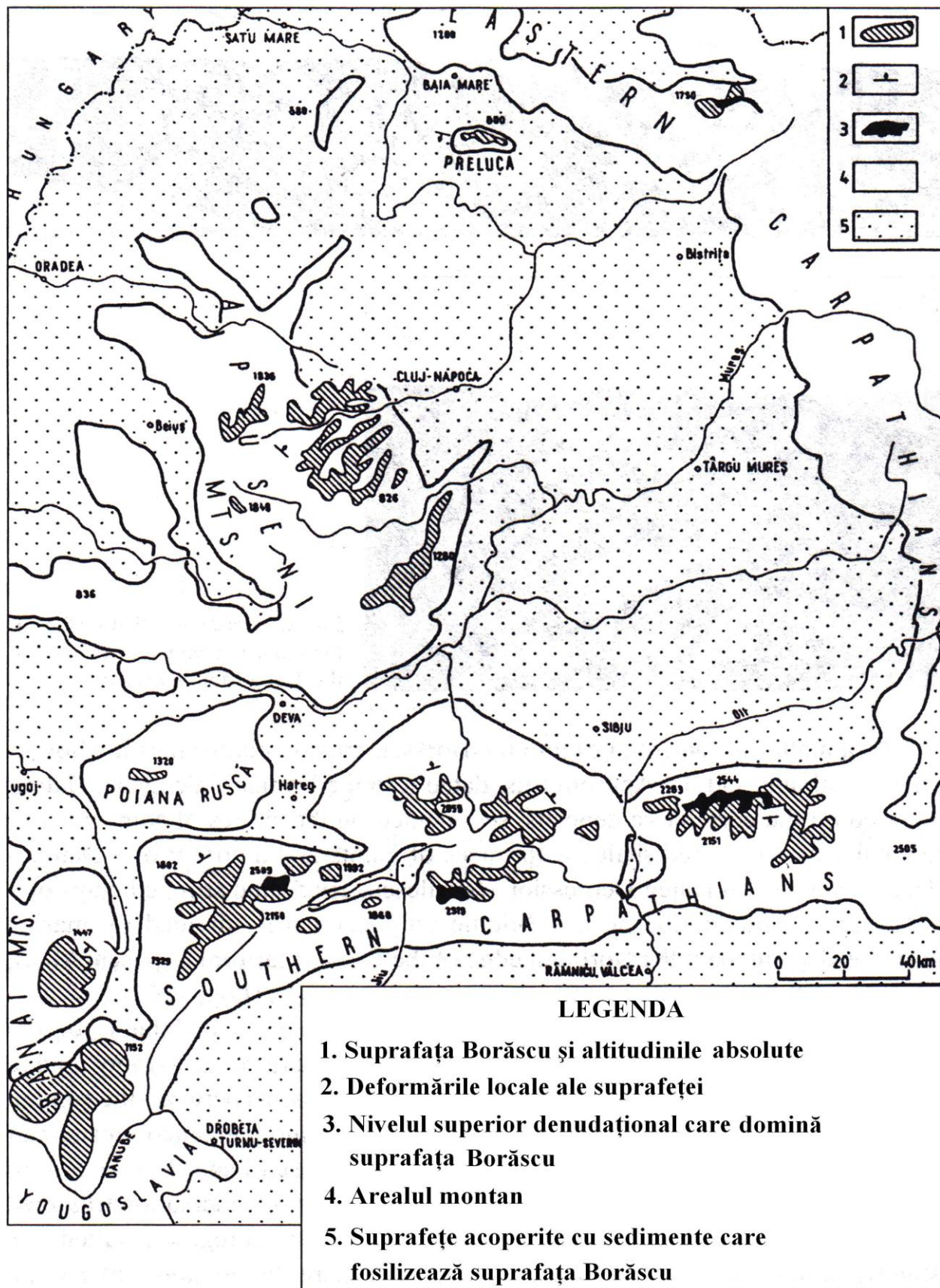


Fig. 26. Extensiunea nivelelor suprafeței Borăscu în Carpații Românești.
 Sursa: Niculescu Niculescu (în Bălțeanu et al., 2000)

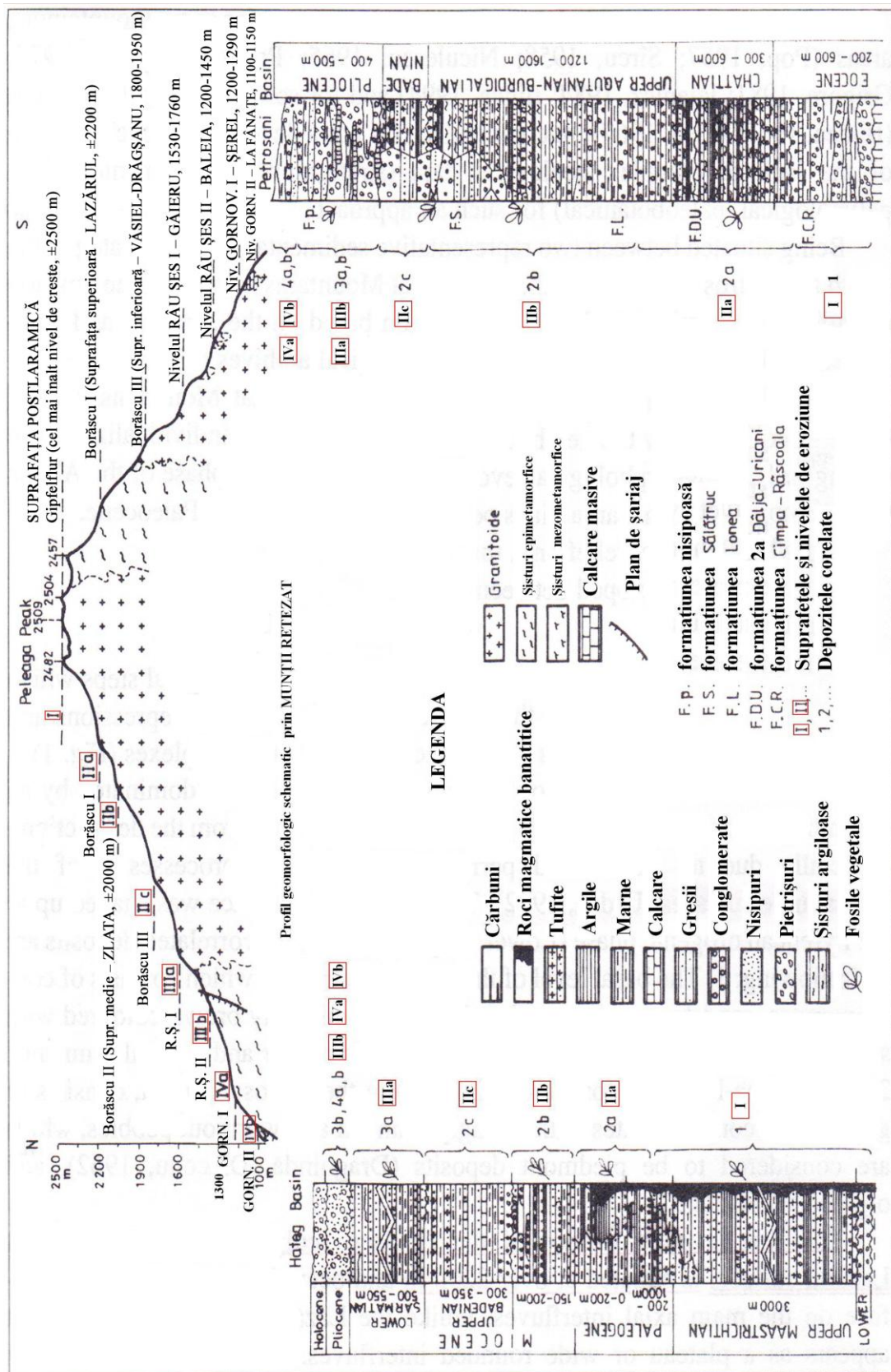
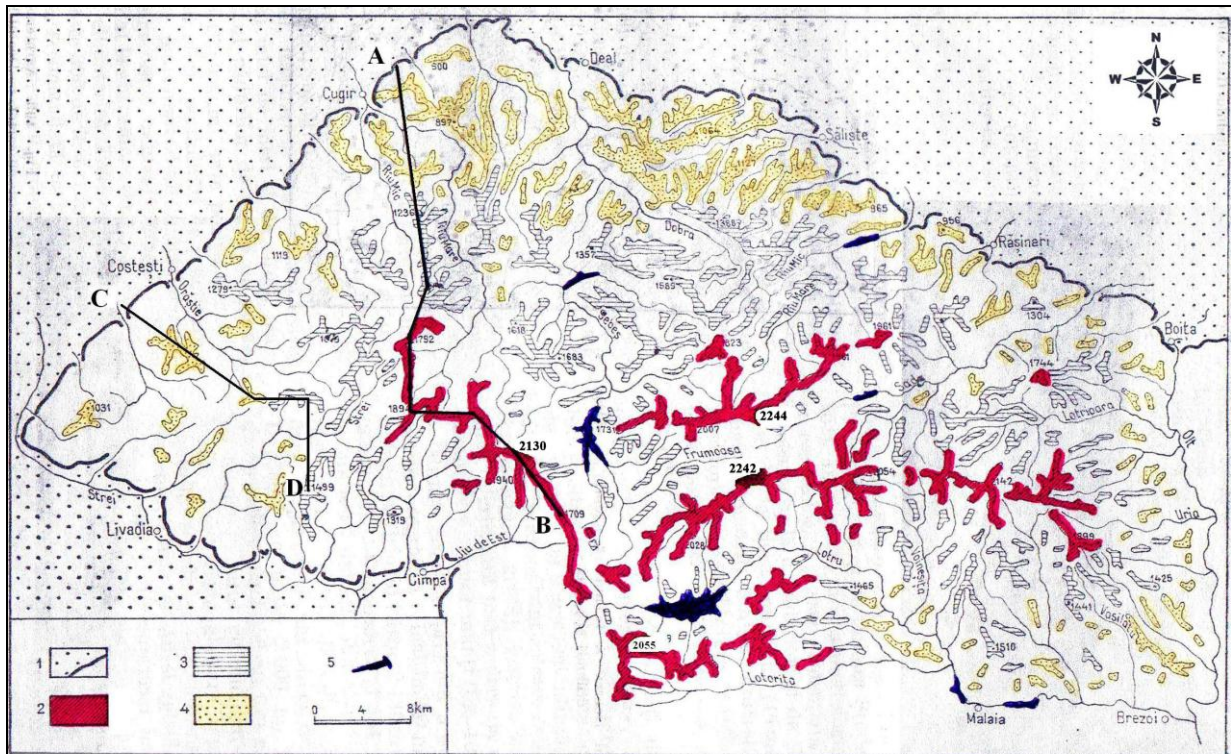
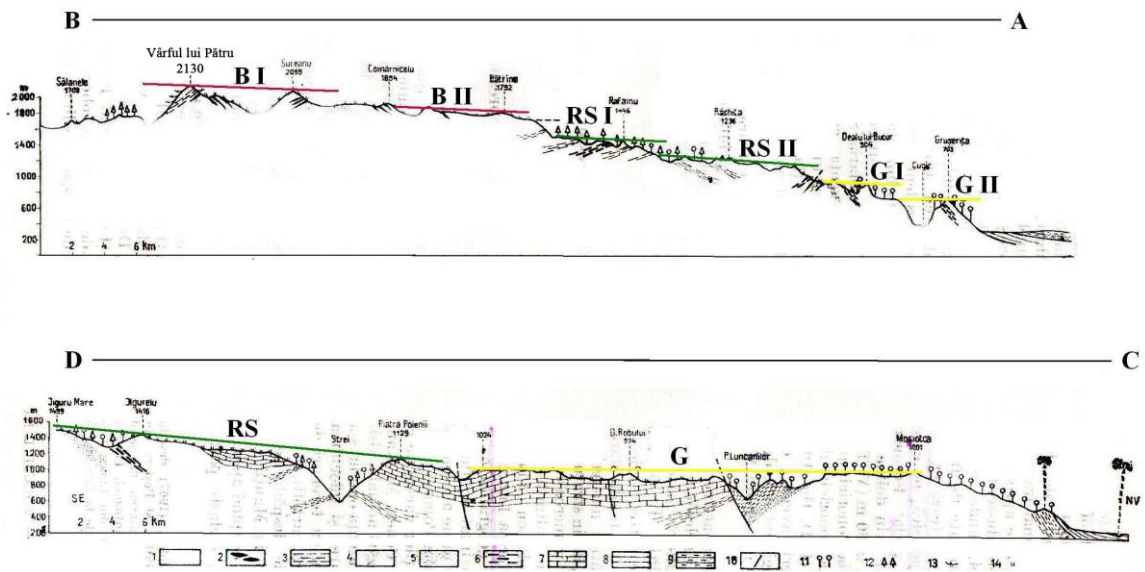


Fig. 27. Suprafețele de nivelare din Munții Retezat și depozitele corelate din bazinele Hațeg și Petrosani. Sursa: Urdea (2000)



Legenda

- Complexul de nivelare Borăscu (B I și B II)
- Complexul de nivelare Râu Șes (RS I și RS II)
- Complexul de nivelare Gornovița (G I și G II)
- A - B Profil geomorfologic
- C - D Profil geomorfologic



Profile prin Munții Șureanu. 1, micașisturi și paragnease; 2, pegmatite; 3, cuarțite; 4, porfiroide; 5, migmatite; 6, amfibolite; 7, calcare jurasice; 8, tortonian; 9, volhinian-basarabian; 10, falii; 11, păduri de foioase; 12, păduri de conifere; 13, tufărișuri de jneapăn; 14, pășiți.

Fig. 29. Suprafețele de nivelare din munții Cindrel, Lotrului și Șureanu.

Sursa: Geografia României III (1987, p. 301 și p. 305)

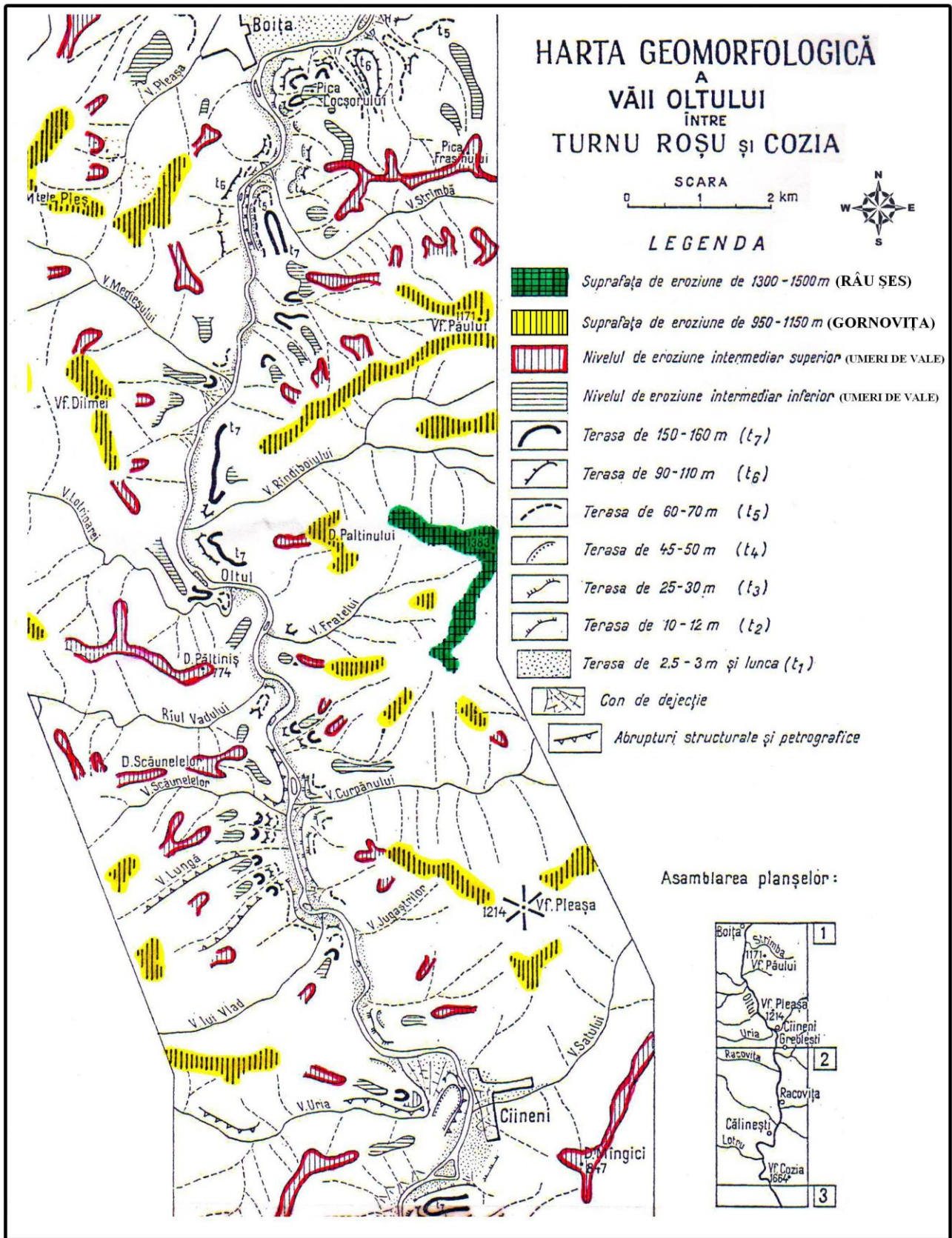
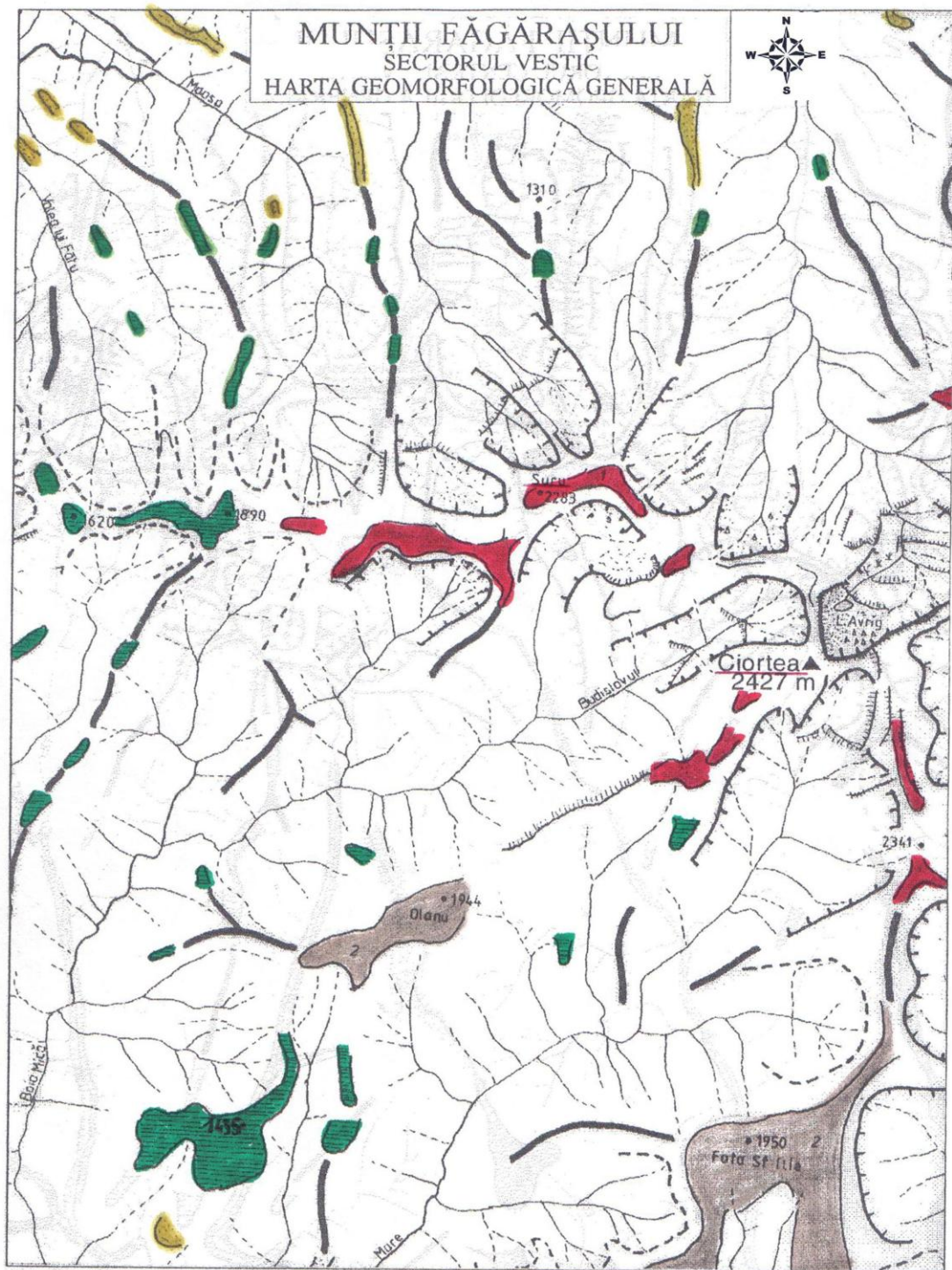


Fig. 30. Harta geomorfologică a Văii Oltului între Turnu Roșu și Cozia – sectorul nordic.
Sursa: Popescu (1972)



RELIEFUL DENUDAȚIONAL ȘI COMPLEXELE SCULPTURALE

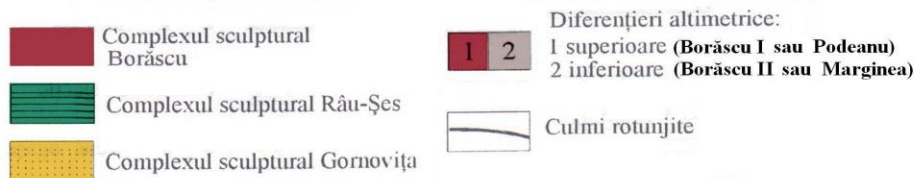
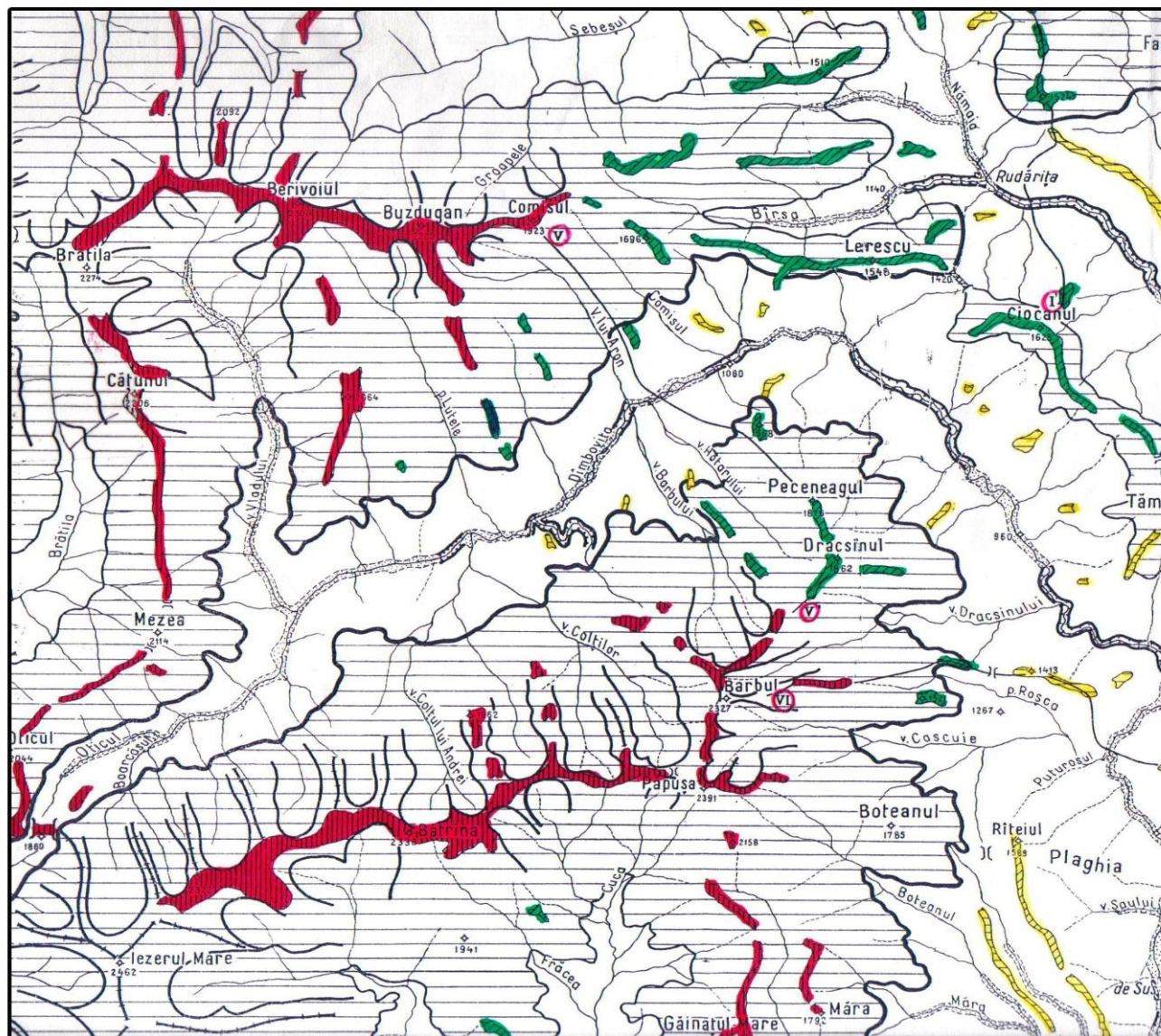


Fig. 31. Complexele sculpturale din Munții Făgăraș – sectorul vestic.
Sursa: Florea (1998)

SUPRAFEȚE DE NIVELARE ÎN MUNȚII IEZER ȘI ESTUL MUNȚILOR FĂGĂRAȘ



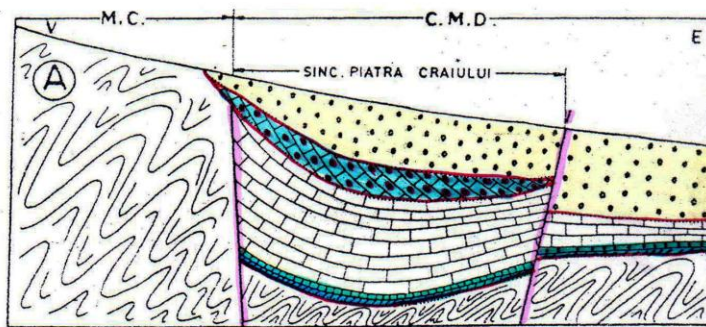
LEGENDA

1 0 1 2 3km

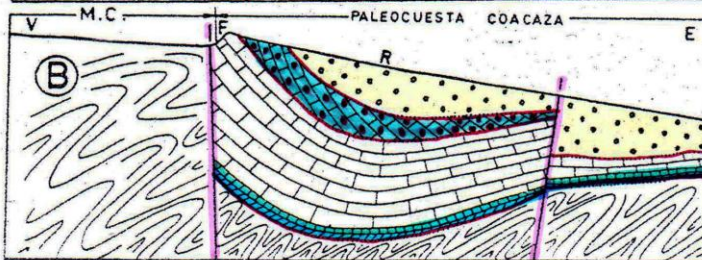
- Suprafața de eroziune superioară (Borăscu), 1800 - 2200 m
- Suprafața de eroziune mijlocie (Râu Șes), 1400 - 1600 m
- Suprafața de eroziune inferioară (Gornovița), 1000 - 1300 m



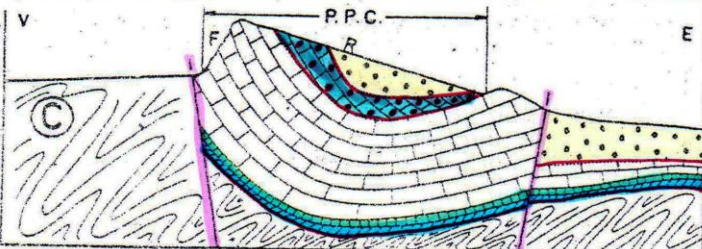
Fig. 33. Fragment din schița geomorfologică dedicată culoarelor intracarpătice ale Dâmboviței și Bârsei. Sursa: Nedelcu (1965)



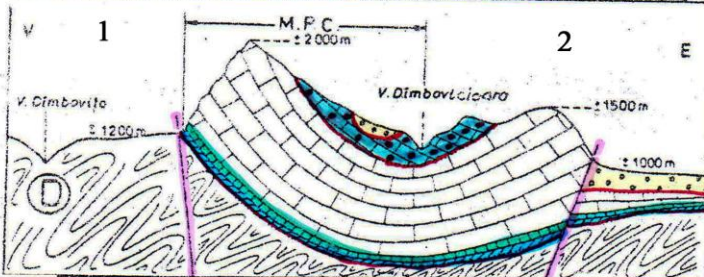
ASPECTUL
PALEOGEOLÓGIC
ANTERIOR ETAPEI B



ÎNCEPUTUL
INDIVIDUALIZĂRII
MORFOLOGICE



INDIVIDUALIZAREA
MORFOLOGICĂ
PARȚIALĂ



INDIVIDUALIZAREA
MORFOLOGICĂ
PROPRIU - ZISĂ



Șisturi cristaline

M.C. - masive cristaline



a. Calcare grezoase (dogger)
b. Radiolarite, calcare roșii (dogger)

C.M.D. - Culoarul mezozoic Dâmbovicioara



Calcare kimeridgian - tithonice

P.P.C. - Paleocuesta Piatra Craiului



Conglomerate aptian superior

F - frontul cuestei



Conglomerate vracono - cenomaniene

R. - reversul cuestei



Limită de transgresiune

M.P.C. - Masivul Piatra Craiului



Falie

1 - Culoarul Rucăr - Zărnești

2 - Culoarul Rucăr - Bran

Fig. 34. Evoluția paleogeografică a sinclinalului Piatra Craiului (Masivului Piatra Craiului și Culmea Coja). Sursa: Constantinescu (2009), a se vedea și Tabel 3

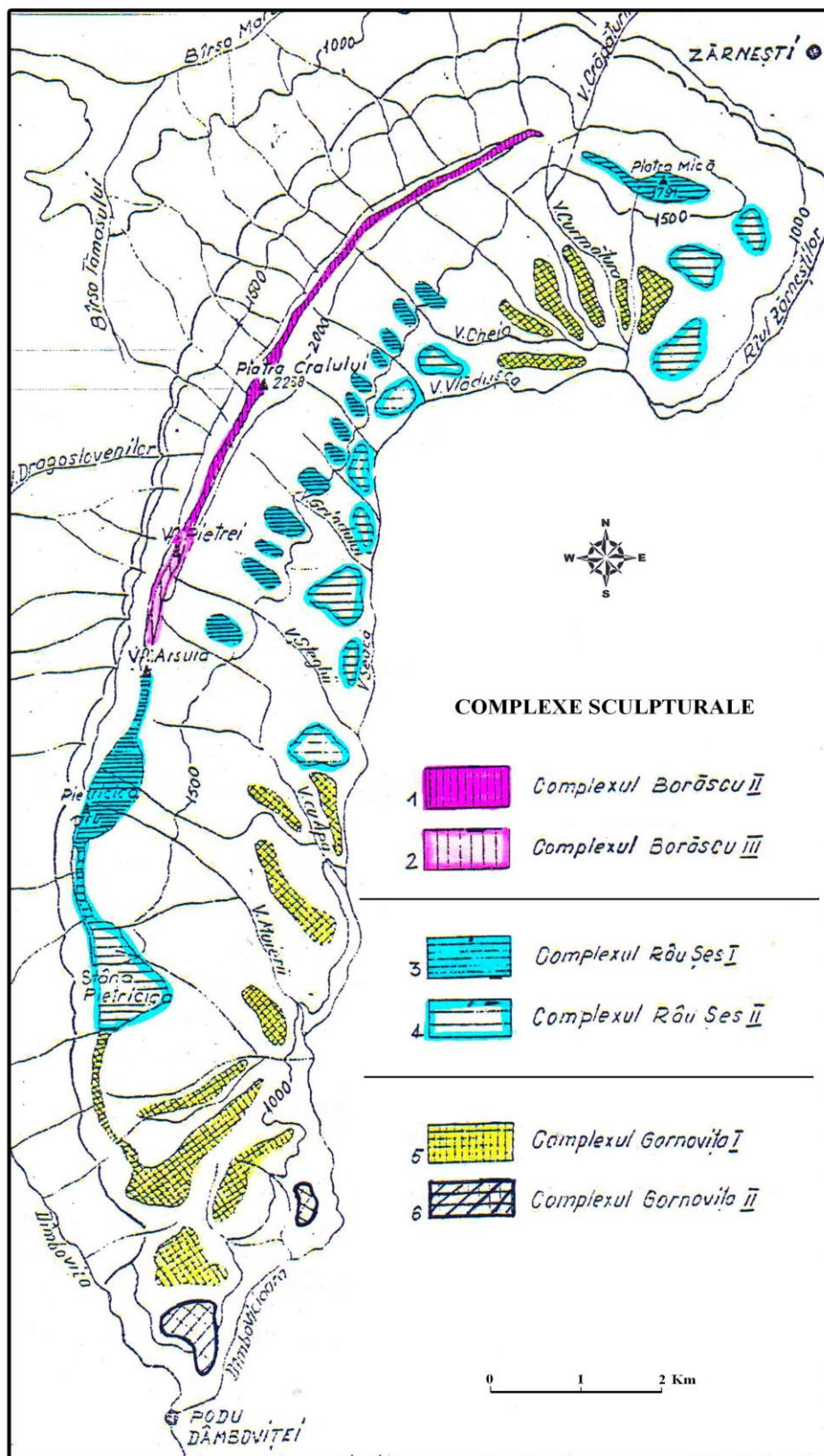


Fig. 35. Masivul Piatra Craiului – complexe sculpturale carpatice.
Sursa: Constantinescu (2009)

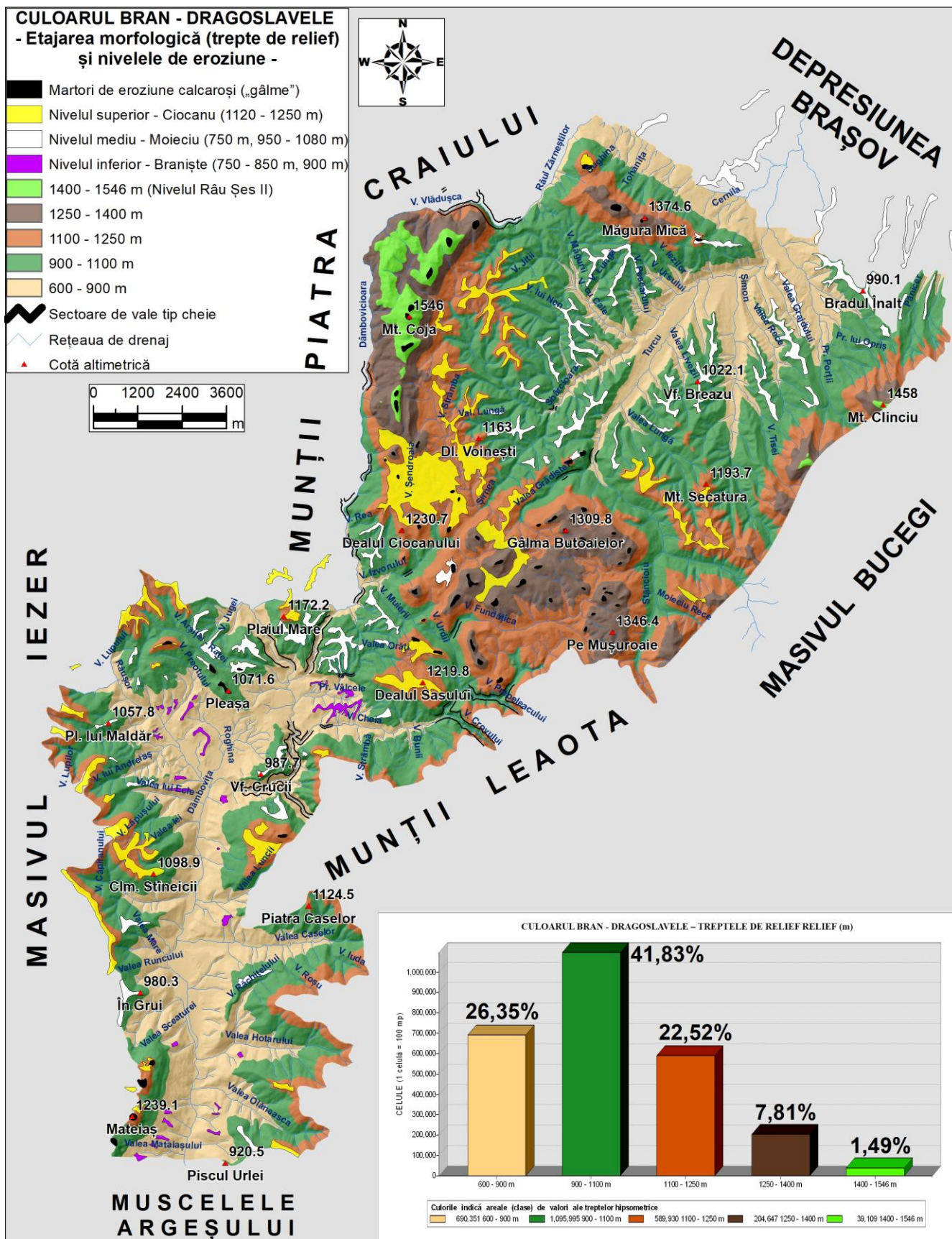
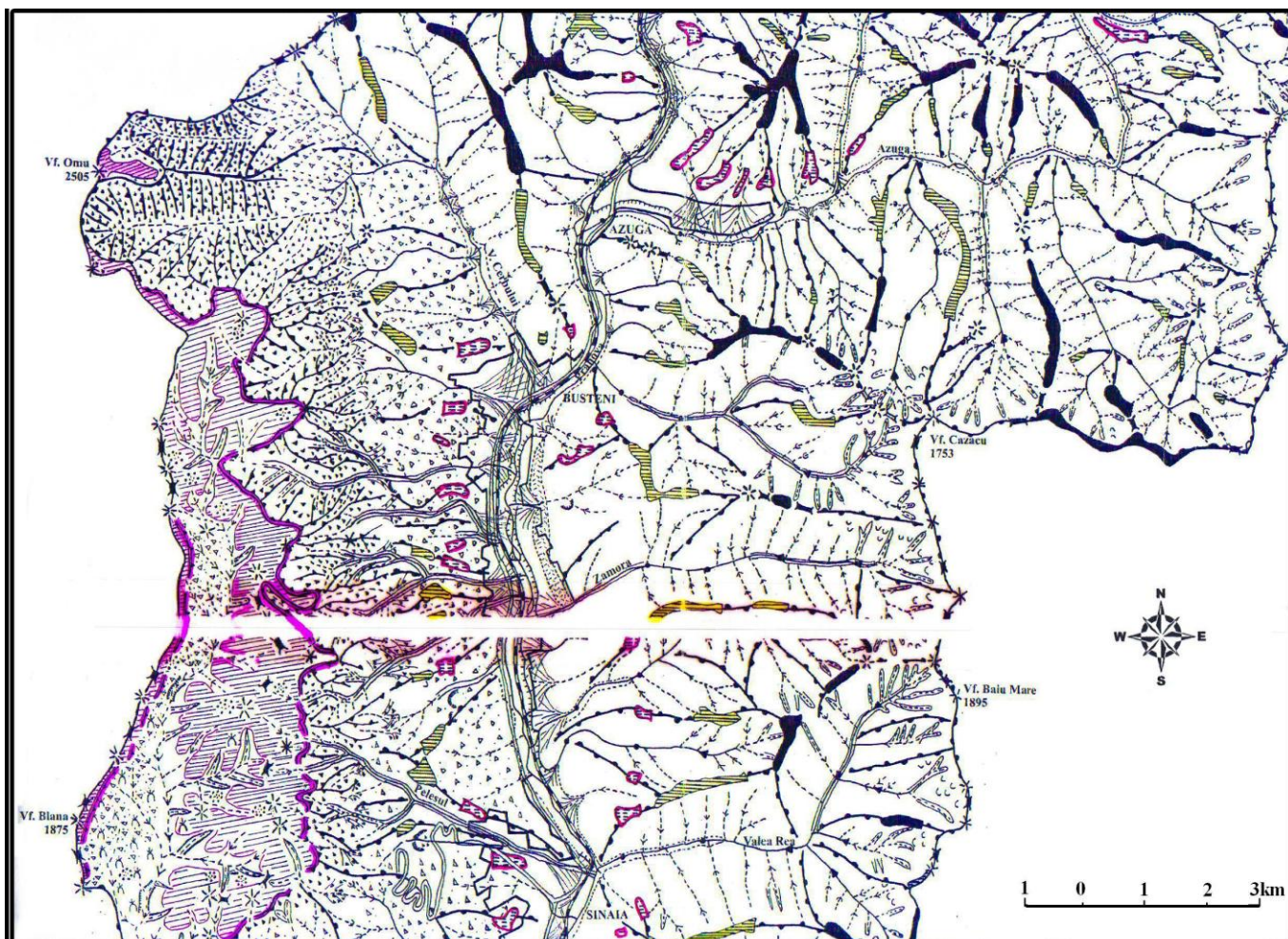

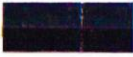





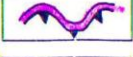




Fig. 36. Culoarul Bran - Rucăr - Dragoslavele, suprafețele de nivelare (nivele de eroziune) ale Platformei Branului. Sursa: Trif (2026 a)



LEGENDA

-  Podul structural al Munților Bucegi (suprafețe structurale)
-  Pediplena Carpatică? / relief derivat din Platforma Borăscu, readaptat la structură
-  Miocen. Suprafața Șețu / Suprafața Râu Șes II (1450 - 1650 m)
-  Pliocen. Suprafața Predeal - Simila / Suprafața Gornovița (1000 - 1250 m)
-  Pliocen sup. - Pleistocen Inf. Supraf. Talea / Nivel de umeri de vale (800 - 950 m)
-  Culmi rotunjite înclinate
-  Vârfuri rotunjite
-  Șei
-  Frunte de cuestă
-  Chei

BAZINUL MONTAN AL PRAHOVEI
fragment din
harta geomorfologică generală

Fig. 39. Bazinul montan al Prahovei – suprafețe de nivelare.

Sursa: Oprea (2004)

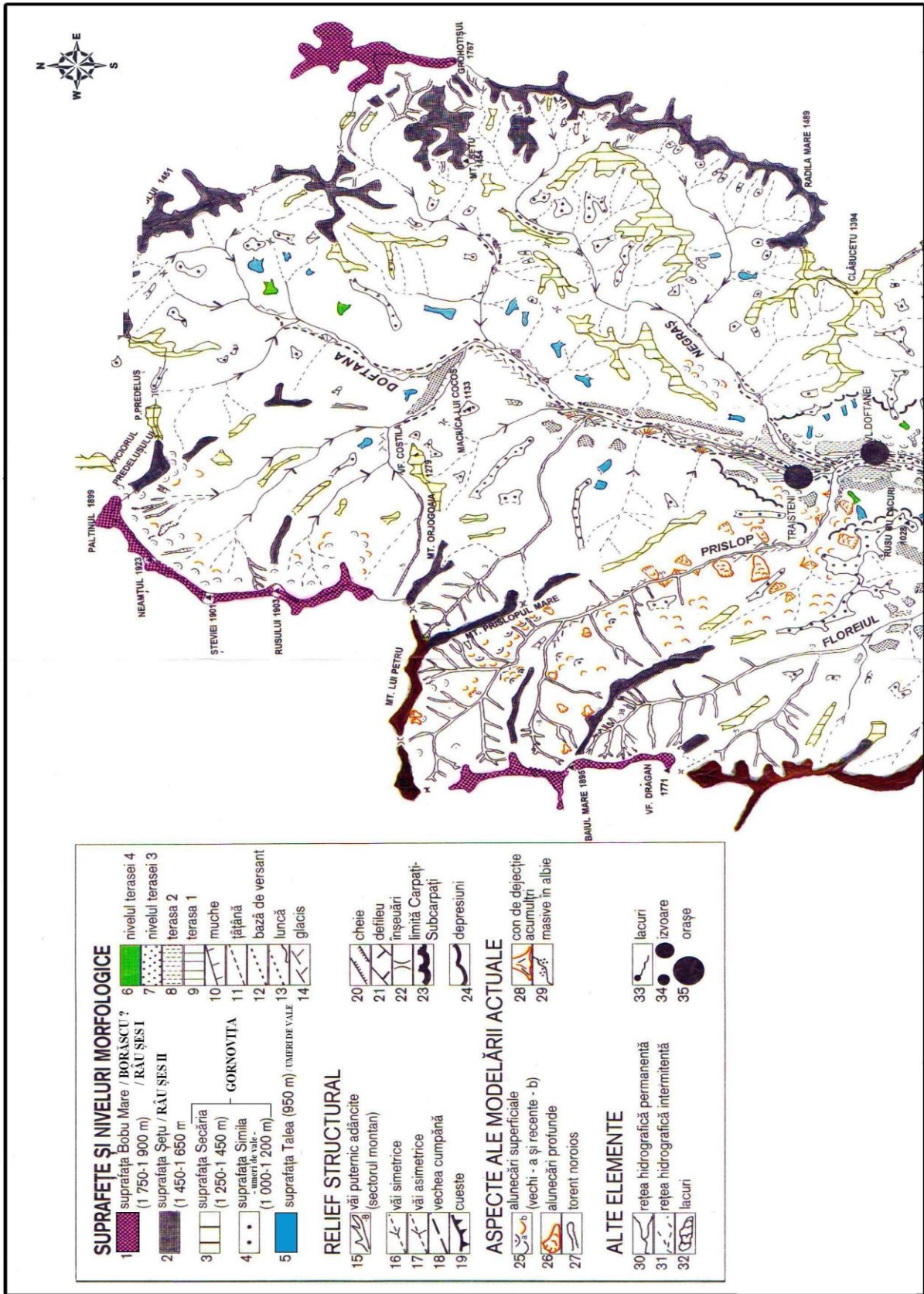


Fig. 40. Bazinul Doftana, fragment din harta geomorfologică generală.
Sursa: Armaș (1999)

CONCLUZII – SINTEZĂ

1. MODELELE REGIONALE ALE SUPRAFETELEOR DE NIVELARE CARPATICĂ - CARPAȚII MERIDIONALII -

În Carpații Meridionali apare scara cea mai tipică și mai uniformă în ceea ce privește ordonarea și numărul suprafețelor de nivelare. Acestea se grupează pe patru complexe sculpturale: Borăscu (peneplena carpatică), Râu Șes, Gornovița și nivelele carpatică de vale.

- SUPRAFAȚA POSTLARAMICĂ (vârsta **Paleocen - Oligocen inferior**). La peste 2400 m altitudine, în munții Retezat, Parâng și Făgăraș, se etalează *cel mai înalt nivel de creste*, cu vârful sub forma unor *martori de eroziune de tip monadnock*, la ± 2500 m, un veritabil **gipfelsflur**.

S I = PENEPLENA CARPATICĂ (vârsta Paleogenă)

- ocupă culmile principale, este relativ orizontală și are uneori trei trepte posibile:

S I 1 = 2300 – 2200 m

S I 2 = 2000 m

S I 3 = 1900 – 1800 m

S II = SUPRAFETELE MEDII CARPATICE (vârsta Miocenă)

- înconjoară resturile pediplenei carpatică sub formă de culmi înclinate, de altitudini medii, cu două trepte:

S II 1 = 1600 – 1500 m; ca umeri atinge și 1800 m

S II 2 = 1400 – 1200 m; nivel inferior, insinuat pe văi, formând adevărate culoare suspendate: al Dâmboviței, Tâmașului, Bârsei, Topolog etc.

S III = SUPRAFETELE CARPATIC DE BORDURĂ (vârsta Pliocenă)

- apar pe marginea muntilor ;

S III 1: - în nord, la 1100 m, ca o treaptă îngustă orizontală, dar ca umeri urcă în interior la 1250 m

- în sud, la 900 – 600 m, dar ca umeri urcă în interior până la 1100 m

Când are două trepte, S III 2 este puțin - sub 1000 m în nord

- sub 800 m în sud

S IV = NIVELELE CARPATIC DE VALE = umerii de vale (vârsta Pliocen superior – pleistocen inferior)

S IV 1 = 800 – 650 m pe văi transversale și 800 – 750 m pe văile secundare

S IV 2 = 600 – 550 m

S IV 3 = apare foarte rar în sud

TERASELE + LUNCILE (au vârsta pleistocen mediu - actual)

2. MODELE REGIONALE ALE SUPRAFETELEOR DE NIVELARE CARPATICĂ

-CARPAȚII DE LA CURBURĂ -

(sinteză realizată după lucrarea „*Suprafețele și nivelele de eroziune*”, Revista geomorfologică nr. 1, 1997, autor Gr. Posea)

Carpații Curburii se încadrează unui *model de tranziție atât spre Meridionali* (în Bucegi, Postăvaru, Piatra Mare și Baiului se mențin resturi din **S I = PENEPLENA CARPATICĂ**), *cât și către Orientali* (domină **S II și S III**, pe flișul cretacic și paleogen).

S I = PENEPLENA CARPATICĂ se menține sub formă de resturi în: - **BUCEGI – LEAOTA – PIATRA CRAIULUI**

- **POSTĂVARU, PIATRA MARE**

- **BAIULUI, GROHOTIȘ ?**

S II = SUPRAFETELE MEDII CARPATICE

● ca specific local, **S II 1** apare numai în vest (**BUCEGI, CIUCAȘ**), la peste 1900 - 1700 m

● **S II 2** la 1550 - 1300 m domină toate masivele situate mai la est și prezintă o bombare transversală pe axa ridicărilor maxime (**BUZĂULUI, VRANCEI**)

75

S III = SUPRAFETELE CARPATICE DE BORDURĂ nivelează culmile marginale și pătrunde, ca umeri largi, pe văi, traversând în boltă toate pasurile carpatice către Depresiunea Brașov, având 1200 - 900 m

S IV = NIVELELE CARPATICE DE VALE = umerii de vale

- umerii lui **S IV 1** sunt la 900 - 750 m, dar pe defileul Buzăului urcă bombat la 1000 m (nivel format în *villafrenchian*)

- **S IV 2** se află la 750 - 550 m

Pentru **CARPAȚII ORIENTALI**:

S III = SUPRAFAȚA CARPATICĂ DE BORDURĂ = GORNOVIȚA

- domină flișul paleogen din est, la 900 - 800 m

- pe valea Troțușului urcă și la 1400 m

- trece pe marginile Depresiunii Brașov, înconjurând-o pe la 1100 - 800 m

S IV – are două trepte de umeri (de vale):

S IV 1 la 950 - 700 m

S IV 2 la 600 - 550 m

SUPRAFETELE DE NIVELARE CIRCUMSCRISE

SPAȚIULUI GEOGRAFIC CUPRINS ÎNTRE MASIVUL PIATRA CRAIULUI ȘI MUNTII BAIULUI

[Sinteză, cu completări, realizată după lucrarea „Emmanuel de Martonne, Lucrări geografice despre România Cercetări asupra evoluției morfologice a Alpilor Transilvaniei (Carpații Meridionali)” traducerea și notele-comentarii Gh. Niculescu, vol. I, Edit. Academiei R.S.R., București (1981)]

PLATFORMA BORĂSCU

- ▶ **Emm. de Martonne** (1907) e de părere că în Masivul Bucegi nu există platforma Borăscu. El echivalează podul Bucegilor cu platforma RÂU ȘES: „Platoul care nivelează conglomeratele dizlocate nu poate fi identic cu Platforma Borăscu. Mai degrabă vedem în acesta urmele platformei Râu Șes. Platforma Vârfurilor Înalte (sau Borăscu) este acoperită de sedimentele fișului și nu se înscrie în relief decât acolo unde a fost recent exhumată prin înlăturarea sedimentelor, ca în Iezer. Creasta elegantă a Pietrei Craiului ar fi putut aparține aceleiași suprafețe care nivela odinioară, deopotrivă, șisturile cristaline (din Leota și Iezer) și calcare mezozoice” ... „Nu putem afirma acest fapt cu certitudine deoarece această platformă a fost cu siguranță dislocată și puternic atacată de eroziune.”
- ▶ **G. Vâlsan** (1939) vede înscrisă platforma Borăscu în Masivul Bucegi.
- ▶ **N. Orghidan** (1931) o localizează în împrejurimile Vârfului Omu.
- ▶ **V. M. Velcea** (1961) consideră platoul Bucegilor ca un relief derivat din platforma Borăscu, readaptat la structură.

PLATFORMA RÂU ȘES

- ▶ **Emm. de Martonne** (1907) echivalează podul Bucegilor cu platforma Râu Șes
- ▶ **G. Vâlsan** (1939) afirmă că nivelul de eroziune care apare în lungul Ialomiței, în Bucegi, reprezintă platforma Râu Șes. Autorul îl paralelizează cu nivelul general de 1600 - 1400 m din Carpații de Curbură, arătând că platforma Râu Șes se continuă dincolo de Prahova (la est) unde alcătuiește nivelul general al culmilor muntoase la 1400 - 1600 m, fiind dominată de un relief mai înalt (Baiu, Ciucas);
În Culoarul Rucăr – Bran, platforma Râu Șes se găsește bine înscrisă sub creasta Pietrei Craiului, în Culmea Coja, și pe versantul de vest și cel de nord al Bucegilor, alcătuind o prispă la 1400 - 1500 m.

▶ **A. Nordon** (1933) consemnează platforma Râu Șes (în Carpații Curburii) la 1400 - 1600 m sub numele de „**SUPRAFAȚA PONȚIANĂ**”.

▶ **N. Orghidan** (1936): Platforma Râu Șes domina platforma PLIOCENĂ (GORNIVITA), care nivelează Culoarul Rucăr – Bran și este probabil ca Râu Șes să se păstreze, așa cum arată și Emm. de Martonne, în „gâlmele” din împrejurimile pasului Giuvala.

▶ **N. Orghidan** (1936), **M. Constantinescu** (1942), **E. Nedelcu și Ș. Dragomirescu** (1963), recunosc un nivel general **PLIOCEN**, echivalent suprafeței **GORNIVITA**, dominat în zona gâlmelor și pe rama muntoasă de un nivel mai înalt – **RÂU ȘES** (în Culoarul Rucăr – Bran).

- ▶ **Gh. Niculescu și S. Roată** (1995) sunt de părere că „dacă în culoar (*Bran – Rucăr – Dragoslavele*) a existat un nivel RÂU ȘES, considerăm că urmele lui nu pot fi recunoscute, chiar dacă resturile lui se mai păstrează la peste 1400 m în Culmea Coza (Coja, n.n.) din *Piatra Craiului, în Bucegi și Leaota*.
- ▶ **M. Ielenicz** (1986) afirmă că suprafața de 1250 m se extinde aval de localitatea Dragoslavele, căpătând caracter de suprafață de bordură, în nord fiind dominată de martori de eroziune de tipul „gâlmelor” calcaroase, iar în sud, deasupra ei, se află frecvent o suprafață de nivelare mai veche, la 1450 m (**Râu Șes II**, n.n.), de vârstă miocenă.

PLATFORMA GORNOVIȚA (Emm. de Martonne, 1905) = SUPRAFAȚA CARPATICĂ DE BORDURĂ (BRĂNEANĂ)- Gr. Posea, 1998

- ▶ **N. Orghidan** (1936), **M. Constantinescu** (1942), **E. Nedelcu și Ș. Dragomirescu** (1963) recunosc un nivel general, PLIOCEN, echivalent Suprafeței GORNOVIȚA, dominat în zona gâlmelor și pe rama muntoasă de un nivel mai înalt – RÂU ȘES (în Culoarul Bran – Rucăr – Dragoslavele).
- ▶ **A. Bârsan** (1969) distinge trei nivele de eroziune în cadrul culoarului, din care ultimele două (cel de 900 - 1200 m și cel de 750 - 850 m) se găsesc în Platforma Sohodolului, iar cel mai coborât, în Platforma Predeluțului (Dealurile Tohanilor).
- ▶ **N. Orghidan** (1936): Platforma Branului, variază de la regiune la regiune, între 1300 - 1000 m și are o extensiune remarcabilă în:
 - Culoarul Bran – Rucăr
 - Masivele montane din jurul Brașovului: - Platforma Poiana Brașov (N. Orghidan, 1929), în Munții Postăvaru - Platforma Poiana Mărului (N. Orghidan, 1929), în Peșanii sudici
- ▶ **G. Vâlsan** (1939): Platforma Predealului = Platforma pasurilor înalte carpatice = Platforma Clăbucetelor (de fapt, Râu Șes II), variază de la regiune la regiune, între 1300 – 1000 m; Platforma Gornovița - pătrunde în lungul văilor transversale (Prahova, Ialomița ș.a.).
 - se prezintă ca trepte bine evidențiate pe marginea Depresiunii Brașov;
- ▶ **N. Popp** (1939): Platforma Simila, în Subcarpați, identificată la marginea munților ca o treaptă la înălțimea de circa 1000 m.
- ▶ **Gh. Niculescu** (1971 a) : Platforma Predeal – Simila, identificată în sudul Munților Baiului (Gârbova) și al Munților Grohotișului, reprezintă o regiune de tranziție carpato – subcarpatică la 1000 m.
- ▶ **D. Patrulius și Mihăilă** (1966): studiază depozitele corelate (ale nivelelor CIOCANU și MOIECIU) din Piemontul Sohodol (depozite fluvio – lacustre villafranchian – pleistocen inferior), care s-au depus pe o grosime de 700 m în condiții de subsidență accentuată a Depresiunii Brașov (compartimentul vestic, al Bârsei) la sfârșitul pliocenului; În acest sens:
 - orizontul mediu, argilos ar putea corespunde fazei de „perfectare” a nivelului Ciocanu.
 - orizontul superior, de pietrisuri ar indica fragmentarea ulterioară a nivelului Ciocanu și formarea nivelului Moieciu.

Tabel 3. Individualizarea morfologică a Culoarului Bran - Rucăr - Dragoslavele în corelație cu Masivul Piatra Craiului

FORMA DE RELIEF		INDIVIDUALIZAREA MORFOLOGICĂ			COMPLEXE SCULPTURALE		VÂRSTA APROXIMATIVĂ		
FORMA DE RELIEF	ACȚIUNEA PRINCIPALĂ	ETAPA	FAZA	DENUMIREA	SCARA MORFOCRONOLOGICĂ	MILIOANE ANI			
<p>Masivul cristalin al Lenotei (anticlinoriu) era deja schițat;</p> <p>Sinclinul Piatra Craiului acoperit de depozite vracono-cenomaniene, suprafață nivelată cu înclinarea generală V-E, care includea și estul masivelor cristaline Iezer - Făgăraș; Paleoculoarul Bran-Dragoslavele s-a schițat și s-a format treptat, ca urmare a alternării fazelor de diastrofism (austriacă, laramică, ș.a.) și a ciclurilor de sedimentare din mezozoic.</p>	<p>Inversiune de relief, cu scoaterea la zi a calcarelor din flancul vestic al sinclinalului Piatra Craiului.</p> <p>Paleoculoarul Bran-Dragoslavele acoperit de un braț de mare (în Paleogen). Modelarea subacviană a culoarului debutează spre sfârșitul Oligocenului. Relieful din culoar trebuie privit în ansamblu ca un relief epigenetic.</p>	I-a	<p>Borâscu I (Masivul Leaota)</p> <p>Borâscu II</p> <p>Borâscu III</p> <p>Râu-Șes I</p>	BORÂSCU	<p>Cretacic sup.- Eocen sup.</p> <p>(<i>mișcările laramice</i>) Sfârșitul Eocenului- începutul Oligocenului (<i>mișcările pirineene</i> - Urdea 1998) Oligocen</p> <p>(<i>mișcările savice</i>) Miocen inferior</p>	35			
<p>Paleocuesta Coacăza;</p> <p>Paleoculoarul Bran-Dragoslavele, deja format, era încadrat de înalțimi ale Iezerului, Pietrei Craiului, Lenotei și Bucegilor.</p>	<p>Individualizare parțială, Scoaterea la zi a calcarelor din flancul estic al sinclinalului Piatra Craiului.</p>	a II-a	<p>Râu-Șes II (Nivelul „Gâlmelor”)</p> <p>Gornovița I (Nivelul Ciocanu)</p>	GORNOVIȚA	<p>(<i>mișcările stîrce sau moldavice</i>) Miocen superior</p> <p>(<i>mișcările atice</i>) Pliocen</p> <p>(<i>mișcările valahe</i>) Sfârșitul Pliocenului-Pleistocen inferior</p>	8			
<p>„Platforma Branului”.</p> <p>Masivul Piatra Craiului;</p> <p>Flancul estic al sinclinalului P.C.;</p> <p>Culoarul transcarpatic Bran-Dragoslavele.</p>	<p>Evoluția regresivă a văilor limita Dâmbovicioara-Râul Zămeștilor individualizează masivul P.C. și îl delimitează net de culoarul transcarpatic Bran - Dragoslavele.</p>	a III-a	<p>Nivelul Branșițe</p> <p>Terasa superioară (15-20 m, pe Dâmbovița, Râul Turcu, Șimon și Poarta)</p> <p>Terasa inferioară (5-10 m, pe Dâmbovița și Râul Turcu)</p> <p>Luncile și glacisurile coluvio-proluviale</p>	NIVEL CARPATIC DE V.A.I.E.	<p>(<i>mișcările pasadene ?</i>) Pleistocen mediu = glaciațiunea Riss și interglaciularul Riss - Würm</p> <p>Corelabile cu nivelul superior de marmite de pe versantul drept al Cheii inferioare a Dâmboviței (Cheia Mare)</p> <p>Corelabile cu nivelul inferior de marmite de pe versantul drept al Cheii inferioare a Dâmboviței (Cheia Mare)</p>	2,01	0,25	0,04	
<p>Sursa: Constantinescu (2009), cu completări</p>									

BIBLIOGRAFIE

- Armaș, I. (1999). *Bazinul hidrografic Doftana. Studiu de geomorfologie*. Edit. Enciclopedică, București.
- Badea, L. (1965). *Observații geomorfologice pe marginea nordică a Depresiunii subcarpatice dintre Bistrița Vâlcii și Gilort*. SCGGG, Geografie, XII, 1.
- Badea, L. (1983). *Defileul Coziei și valea subcarpatică a Oltului (suprafețe de nivelare și terase)*. Studii și cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie, XXX., București.
- Badea, L. (1987). *Defileul Oltului (Turnu Roșu – Cozia)*. Geografia României III. Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei, Edit. Academiei R.S.R., București.
- Badea, L., Niculescu, Gh., Roată, S., Buza, M., & Maria, S. (2001). *Unitățile de relief ale României. Carpații Meridionali și Munții Banatului*. Vol. 1, Edit. Ars Docendi, București.
- Baulig, H. (1956). *Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de Géomorphologie*, Paris (Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg, No. 130), 230pp.
- Băcăințan, N. (1999). *Munții Baraolt. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei Române, București.
- Bălțeanu, D., Ielenicz, M., & Popescu, N. (2000). *Geomorphology of the Carpatho-Balkan region*. Proceedings of the Carpatho-Balkan Conference, Băile Herculane, Orșova, Drobeta-Turnu Severin, România, Edit. Corint, București, 238 p.
- Bârsan, A. (1969). *Caracterizarea geomorfologică a Platformei Bran*. Lucr. Inst. Agron., Seria A, XII, București.
- Buza, M. (1978). *Munții Cindrelului (rezumatul tezei de doctorat)*. București.
- Cioacă, A. (2002). *Munții Perșani. Studiu geomorfologic*. Edit. Fundația România de Măine, București.
- Conea, I., & Kandel, M. (1950). *Platforma Luncanilor*. Natura, II, 1.
- Constantinescu, M. (1942). *Ulucul Branului*. BSRRG, LIX (1941).
- Constantinescu, T. (2009). *Masivul Piatra Craiului. Studiu geomorfologic*. Edit. Universitară, București.
- Coteș, P. (1973). *Geomorfologia României*. Edit. Tehnică, București.
- Crickmay, C.H. (1933). *The later stages of the cycle of erosion*. Geol. Mag., 70, Washington, 337-347.
- Davis, W.M. (1899). *The Geographical Cycle*. The Geographical Journal, 14(5), 481-504. <https://doi.org/10.2307/1774538>
- Davis, W.M. (1912). *Die erklärende Beschreibung der Landforms*. Berlin.
- Derruau, M. (1968). *Précis de géomorphologie*. Edit. Masson, Paris.
- Drăghindă, I. (1963). *Contribuții la cunoașterea condițiilor de sedimentare în Bazinul Petroșani (Carpații Meridionali)*. As. Geol. Carp. Balc., Congr. al V-lea, Com. șt., Sect. II, Vol. III/1.
- Drăghindă, I., & Diaconu, M. (1962). *Studiul morfometric al galeților de cuarț din depozitele sedimentare ale Bazinului Petroșani*. Com. Acad. Rom., XXII, 11, 1239-1245.
- Dutton, C.E. (1882). *Tertiary history of the Grand Canon District, with atlas*: U.S. Geological Survey Monograph 2, xiv, 264 p., <https://doi.org/10.3133/m2>

- Ficheux, R. (1929). *Les niveaux du lase pannoniques dans le masiv du Bihor* [Nivelurile lacustre panoniene din masivul Bihor]. Transilvania, Banatul, Crișana, Maramureșul. [1]
- Florea, M. (1998). *Munții Făgărașului. Studiu geomorfologic*. Edit. Foton, Brașov.
- Gilbert, G.K. (1890). *Lake Bonneville*: U.S. Geological Survey Monograph 1, xx, 438 p., <https://doi.org/10.3133/m1>
- Givulescu, R. (1996 a). *Flora oligocenă superioară din Bazinul Petroșani*. Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, 177 p.
- Givulescu, R. (1996 b). *Turbăriile fosile din terțiarul României*. Edit. Carpatica, Cluj-Napoca, 171 p.
- Givulescu, R. (1997). *Istoria pădurilor fosile din Terțiarul Transilvaniei*. Edit. Carpatica, Cluj-Napoca.
- Grigoraș, N., Pătruț, I., & Popescu, M. (1963). *Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice pe teritoriul R.S.R.* Proceedings of the Carpatho-Balkan Geological Association, Congress V, Bucharest, 1961, III/IV: 116-128.
- Iancu, M. (1962). *Depresiunea Braovului. Studiu geomorfologic* (teză de doctorat). Univ. „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca.
- Iancu, M., & Ielenicz, M. (1972). *Considerații geomorfologice asupra Munților Întorsurii*. Analele Universității București. Seria Științele Naturii - Geografie.
- Iancu, S. (1970). *Munții Parâng* (rezumatul tezei de doctorat). București.
- Ielenicz, M. (1972). *Considerațiuni privind evoluția Carpaților de Curbură*. Analele Universității București, Geogr., XXI, București, p. 81-88
- Ielenicz, M. (1981). *Munții Baiului, caracterizare geomorfologică*. Analele Univ. București, Seria geografie, XXX.
- Ielenicz, M. (1982). *Munții Grohotiș*. Analele Univ. București, Geografie, XXXI.
- Ielenicz, M. (1984). *Munții Ciucaș-Buzău. Studiu geomorfologic*. Edit. Academiei, București.
- Ielenicz, M. (1986). *Observații geomorfologice în regiunea Rucăr și Podu Dâmboviței*. Analele Univ. București, Geografie, XXXV.
- Jekelius, E. (1938). *Das Gebirge von Brașov*, Anuarul Institutului Geologic al României, XIX: 379-408.
- Johnson, D.W. (1916). *Plains, Planes, and Peneplanes*. Geographical Review, 1(6), 443. <https://doi.org/10.2307/207486>
- Johnson, D.W. (1931). *Planes of lateral corrosion*. Sciences, new series LXXIII (1885).
- King, L.C. (1951). *The study of the world's plainlands: a new approach in geomorphology*. Quarterly Journal of the Geological Society, 106(1-4), 101-127.
- Mac, I. (1972). *Suprafețele de nivelare din Subcarpații dintre Mureș și Olt*. „Studia Univ. Babeș-Bolyai”, Geographia, XVI, 2, Cluj-Napoca.
- McGee, W.M. (1897). *Sheetflood erosion*. Bull. Geol. Soc. Amer. VIII.
- Macar, P. (1946). *Principes de géomorphologie normale, étude des formes du terrain des régions à climat humide*. H. Vaillant-Carmanne, S.A. Liège, 304 p.
- Martonne, Emm. de. (1905). *Sur le caractère des hauts sommets des Karpates méridionales*, extr. C. R. Congrès pour l'avancement des Sc., Bucarest 1903. București.

- Martonne, Emm. de. (1907). *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*. Rev. geogr. anne II, Paris.
- Maxson, J.H., & Anderson, G.H. (1935). *Terminology of surface forms of the erosion cycle*. Jour. Geology, vol. 43, no. 1, pp. 88-96.
- Micalevich-Velcea, V. (1961). *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic*. Edit. Academiei, București.
- Mihai, B.A. (2005). *Munții din bazinul Timișului (Carpații Curburii). Potențial geomorfologic și amenajarea spațiului montan*. Edit. Universității din București.
- Mihăilescu, V. (1963). *Carpații sud-estici de pe teritoriul României*. Editura Științifică, București.
- Mihăilescu, V. (1968). *Geografie teoretică*. Editura Academiei RSR, București.
- Mihăilescu, V. (1969). *Geografia fizică a României*. Editura Științifică, București.
- Mihăilescu, V. (1970). *Plate-forme d'érosion et couverture d'altération dans les Monts Cindrel (Carpates Meridionales)*, Acad. Bulgare Sciences., Bull. Inst. Géogr., XIV, p. 93-103.
- Munteanu-Murgoci, G. (1906). *Asupra vârstei marii pânze de șariaj din Carpații Meridionali*. Bull. Soc. Sc. Bucarest, XVI, 1-2 și în Opere alese, Edit. Academiei, București, 1957.
- Murătoreanu, G. (2009). *Munții Leaota. Studiu de geomorfologie*. Edit. Transversal, Târgoviște.
- Mutihac, V. (1990). *Structura geologică a teritoriului României*. Edit. Tehnică, București.
- Mutihac, V., Stratulat, M. I., & Fechet, R.M. (2004). *Geologia României*. Edit. Didactică și Pedagogică, R.A., București.
- Nedelcu, E. (1965). *Culoarele intracarpatică ale Dâmboviței și Bârsei*. Studii și cercetări geologice, geofizice, geografice, Seria geografie, XII, nr. 2, București.
- Nedelcu, E. (1967). *Trăsăturile morfostructurale ale Munților Iezerului*. Studii și cercetări geologice, geofizice, geografice, Seria Geografie, XIV, nr. 2, București.
- Nedelcu, E., & Dragomirescu, Ș. (1963). *Observații geomorfologice în regiunea Giuvala – Fundata, cu privire specială asupra reliefului carstic*, Probl. Geogr., X.
- Niculescu, Gh. (1965). *Munții Godeanu. Studiu geomorfologic*. Edit. Academiei, București.
- Niculescu, Gh. (1971). *Munții Țarcu. Caracterizare geomorfologică*. Lucr. șt., Seria geografie, Inst. ped., Oradea.
- Niculescu, Gh. (1980). *Munții Gârbova*. Studii și cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie, XXVII.
- Niculescu, Gh., & Nedelcu, E. (1961). *Contribuții la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a munților Retezat - Godeanu - Țarcu și Făgăraș - Iezer*. Probl. Geogr., vol. VIII, București.
- Niculescu, Gh., & Roată, S. (1995). *Culoarul Bran-Dragoslavele. Considerații geomorfologice*. Studii și cercetări de geografie, t. XLII, București.
- Nimigeanu, G. (1972). *Munții Vâlcanului*. Vol. „Simpozionul de Geografia Carpaților”.
- Nordon, A. (1933). *Resultats sommaires et provisoires d'une etude morphologique des Carpathes Orientales roumaines, în „C.R. Congr. Intern. Geogr.”, t. II, f. 1, Paris*.
- Oprea, C. (2004). *Bazinul montan al Prahovei, potențial natural și evaluarea peisajului (teză de doctorat)*. Univ. București.

- Orghidan, N. (1929). *Observații morfologice în regiunea Brașovului. Platforma Poiana Mărului*. în „Țara Bârsei”, I, 1, Brașov.
- Orghidan, N. (1933). *Regiunea Brașovului. Considerațiuni asupra reliefului*. Țara Bârsei, 5, Brașov, pp.3-11.
- Orghidan, N. (1936). *Branul (considerațiuni morfologice)*. BSRRG, LIV (1935), București.
- Orghidan, N. (1965). *Munții Perșani. Observații geomorfologice cu privire specială asupra văii Oltului*, Studii și cercetări geologice, geofizice, geografice, Seria geografie, t.12, nr.1, 1965.s.
- Paraschiv, D. (1965). *Piemontul Cîndești*. STE, Seria H, Geol. Cuat., 2, CG, București.
- Patrulius, D. (1969). *Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dâmbovicioara*. Edit. Academiei R.S.R., București.
- Patrulius, D., & Mihăilă, N. (1966). *Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Bârsei*, An. Comit. Stat. Geol., XXXV.
- Pécsi, M. & Szilárd, J. (1969). *Az elegyengetett felszinek föbb kutatási és nomenklatúrai problémái*. FÖLDRAJZI ÉRTESÍTŐ (1952-2008), 18 (2). p. 153-176. ISSN 0015-5403
- Penck, A. (1919). Die Gipfflur der Alpen. *Geographische Zeitschrift*, 25, 1-18.
- Penck, W. (1924). *Die Morphologische Analyse. Ein Kapitel der Physikalischen Geologie*. Stuttgart: Verlag von J. Engelhorn's Nachf.
- Petrescu, I., & Huică, I. (1972). *Considerații preliminare asupra florei Cretacice de la Săsciori-Sebeș*, St. cerc. GGG, Geologie, 17, 2, 461-464 .
- Petrescu, I., & Dușa, A. (1980). *Flora de la Rusca Montană o raritate în patrimoniul paleobotanic național*, Ocrot. nat. med. înconj., 24, 2, 147-155.
- Pop, Gh. (1962). *Istoria morfogenetică a vechii suprafețe de eroziune Fărcaș din Munții Gilăului (Munții Apuseni)*. St. Univ. Babeș-Bolyai, geol.-geogr., VII, 1, Cluj-Napoca.
- Pop, Gh. (1970). *Suprafața de netezire Fărcaș din Munții Gilăului. Studiu de paleogeomorfologie climatică* (rezumatul tezei de doctorat). Univ. „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca.
- Pop, Gh., & Petrescu, I. (1971). *Cercetări palinologice asupra eocenului de la Morlaca-Huedin, cu privire specială asupra condițiilor climatice*. în Progrese în palinologia românească, Edit. Academiei Române, București.
- Popescu, N. (1972). *Valea Oltului între Turnu Roșu și Cozia*. BSSRG, II (LXXII).
- Popescu, N. (1984). *La pediplaine carpatique dans les Monts Făgăraș*. Analele Univ. București, Geografie, XXXIII.
- Posea, Gr. (1962). *Țara Lăpușului. Studiu de geomorfologie*. Edit. Științifică, București.
- Posea, Gr. (1969). *Asupra suprafețelor și nivelelor morfologice din SV-ul Transilvaniei*. Lucr. Științ., Seria A, Inst. Ped. Oradea.
- Posea, Gr. (1997). *Suprafețele și nivelele de eroziune*. „Revista de Geomorfologie”, nr.1, București.
- Posea, Gr. (1998). *Suprafețele de nivelare din Munții Piatra Craiului – Baiu (Carpații de Curbură)*. Analele Univ. Spiru Haret, Seria Geografie, nr. 1, Edit. Fundației România de Măine.
- Posea, Gr. (2002). *Geomorfologia României*. Edit. Fundației România de Măine, București.

Posea, Gr., Grigore, M., Popescu, N., & Ienicz, M. (1976). *Geomorfologie* (Ediția a II-a). Edit. Didactică și Pedagogică, București.

Posea, Gr., Popescu, N., & Ienicz, M. (1974). *Relieful României*. Edit. Științifică, București.

Powell, J.W. (1875). *Exploration of the Colorado River of the West and Its Tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution: Monograph, xi, 291 p.; 2 Plates: 57 x 77 cm. and 57 x 50 cm.*, <https://doi.org/10.3133/70039238>

Ramsay, A.C. (1846). *On the denudation of South Wales and the adjacent counties of England*. In: *Memoirs of the Geological Survey of Great Britain, and the Museum of Practical Geology in London, Vol.I. London: HMSO. 297-335.*

Richtofen, F. (1886). *Führer für Forschungsreisende. Anleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der physischen Geographie und Geologie*. Berlin.

Roman, Șt., & Țicleanu, N. (1986). *Considerations sur la flore du Badénien de la Roumanie*. D. S. Inst. Geol. Geofiz., **70-71/3**, (1983; 1984), 207-217.

Sawicki, L. (1912). *Les études glaciaires dans les Carpates: aperçu historique et critique*, *Annales de Géographie*, 21: 230-250.

Săndulescu, M., & Săndulescu J. (1964). *Cercetări geologice în regiunea Brețcu-Ojdula-Comandău*. D. S. Com. Geol. L/2: 383-405, 2 pl., București.

Săndulescu, M., Mărunțeanu, M., & Popescu, G. (1995). *Guide to excursion B1 (Post Congress), Lower–middle miocene formations in the folded area of the east Carpathians*. în *Romanian Journal of Stratigraphy*, vol. 76, supplement no.5, Institutul Geologic al României, București.

Sârcu, I. (1958). *Contribuții cu privire la problema gipfelflurului și a suprafețelor de peneplenă din Munții Făgărașului*. *Analele Șt. Univ. „Al. I. Cuza”*, sect. II (șt. nat.), IV, 1, Iași, p. 163-174.

Sârcu, I., & Sficlea, V. (1956). *Câteva observații geomorfologice în Munții Parângului și Șureanului*. *Analele Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași*, sect. II (șt. nat.) 2, 2.

Stancu, J., Baltreș, A., Cioflica, G., Gheța, N., Moisescu, V., Papaianopol, I., Popescu, D., & Popescu, Gh. (1980). *Contribuții la studiul petrografic și paleontologic al Depresiunii Hațeg pe baza unor foraje*, D.S.Inst. Geol. Geofiz., **LXVII/4**, (1979-1980), 115-136.

Stillă, Al. (1985). *Geologie de la region de Hațeg - Cioclovina - Pui - Bănița (Carpates Méridionales)*. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, **LXVI**, 91-179.

Sultana, V. (1982). *Suprafețele de eroziune din Masivul Leaota*. *Buletinul Societății de Geografie*, vol. VI, p. 136-143.

Tricart, J., & Cailleux, A. (1965). *Introduction à la géomorphologie climatique*. Paris: Société d'édition d'enseignement supérieur.

Trif, S. (2026 a). *Culoarul Bran - Rucăr - Dragoslavele. Studiu de geomorfologie aplicată*. Presa Universitară Clujeană. <https://doi.org/10.52257/9786063726682>

Trif, S. (2026 b). *Munții Baiului. Analiza susceptibilității terenurilor la eroziunea în suprafață*. Presa Universitară Clujeană. <https://doi.org/10.52257/9786063729911>

Tufescu, V. (1971). *Vechile suprafețe de nivelare din Carpați*. Studii și cercetări geologice, geofizice, Geografice, *Geografie*, XVIII, 2.

- Tufescu, V., Niculescu, G., & Dragomirescu, Ș. (1981). *Emmanuel de Martonne, Lucrări geografice despre România. Cercetări asupra evoluției morfologice a Alpilor Transilvaniei (Carpații Meridionali)*. traducerea și notele-comentarii Gh. Niculescu, vol. I, Edit. Academiei R.S.R., București.
- Urdea, P. (1992). *Considerații asupra formării suprafețelor de nivelare din Munții Retezat*. Geographica Timisiensis, vol. I, 2-13.
- Urdea, P. (2000). *Munții Retezat. Studiu Geomorfologic*. Edit. Academiei Române, București, 272 p., ISBN 973-27-0767-4
- Vâlsan, G. (1939). *Morfologia văii superioare a Prahovei și a regiunilor vecine*. BSRRG, LVIII.
- Velcea, V. (1965). *Observații geomorfologice în zona de obârșie a Prahovei, cu privire specială asupra orașului Predeal*, Studii și Cercetări de Geografie, 12, 2, București, pp. 247-253.
- Velcea, V. & Popova-Cucu, A. (1987). *Munții Făgăraș – Iezer*. Geografia României III. Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei, Edit. Academiei R.S.R., București.
- *** (1960). *Monografia geografică a Republicii Populare Române I. Geografia fizică (cu Anexe)*. Edit. Academiei R.P.R., București.
- *** (1983). *Geografia României I. Geografia fizică*. Edit. Academiei R.S.R., București.
- *** (1987). *Geografia României III. Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*. Edit. Academiei R.S.R., București.

Încă din copilărie, din viteza trenului, am zărit versanții impunători și crestele somitale ale Carpaților Meridionali. Impulsului senzorial inițial, transpus în expresia „mut de uimire”, i-a luat locul, în etapa adolescenței, dorința personală de a asimila cât mai multe informații despre Carpații noștri. Ajuns la prima tinerețe, am convertit informațiile asimilate în cunoștințe temeinice, mai ales legate de morfodinamică și morfogeneză.

Ani de-a rândul, ori întreaga viață, stăruie în mintea împătimitilor muntelui întrebări firești de tipul:

Cum s-au format munții aceștia? Dar ceilalți?

S-au înălțat continuu? Au coborât cândva?

De când au început să se formeze?

Ce a fost înainte de ei?

Cum vor dispărea acești munți?

Unii dintre înaintașii și contemporanii cercetători geografici, geomorfologi și geologi au reușit să ne aducă lumina cunoașterii adevărului. Le mulțumesc pe această cale pentru dăruire, inteligență și acuratețea gândirii logice, pentru exemplul de conduită, disciplină și pragmatism științific pe care ni le-au insuflat și cu care ne-au înzestrat.

Prof. dr. Septimius Trif



ISBN 978-606-37-2992-8