Cristian-Dan Lesenciuc s-a născut în anul 1971 în localitatea Câmpulung Moldovenesc, fiind originar din comuna Breaza, judeţul Suceava. Fascinat de natură şi călătorii urmează cursurile Liceului de Marină din Brăila unde este absolvent al promoţiei 1990. În perioada 1991 - 1996 urmează cursurile Facultăţii de Geografie şi Geologie de la Universitatea "Al. I. Cuza" din Iaşi.

În anii studenţiei este atras în mod deosebit de cunoaşterea reliefului şi începe să activeze în cercetarea ştiinţifică studenţească în cadrul cercului de geomorfologie "C. Martiniuc" condus de prof. univ. dr. Ioniţă Ichim.

După absolvirea facultăţii este admis prin concurs la doctorat şi începe cercetarea geomorfologică a masivului Giumalău sub îndrumarea regretatului prof. univ. dr. Ion Bojoi.

În anul 2004 obţine titlul de doctor în geografie cu lucrarea "Studiu geomorfologic al Masivului Giumalău" avându-l ca îndrumător pe prof. dr. Ioniţă Ichim, iar ca referenţi ştiinţifici pe prof. dr. Irina Ungureanu (Universitatea "Al.I. Cuza" Iaşi), prof. dr. Maria Rădoane (Universitatea Ştefan cel Mare din Suceava) şi prof. dr. Mihai Ielenicz (Universitatea Bucureşti).

Pe plan ştiinţific s-a afirmat prin participări la numeroase manifestări ştiinţifice, publicarea unui număr de 22 articole în reviste de spercialitate din ţară, colaborarea ca membru în echipele a 12 granturi de cercetare, etc. La acestea se adaugă o importantă experienţă de teren dobândită în Carpaţii Româneşti, Munţii Alpi, Carpaţii Ucrainei precum şi în întreaga arie extracarpatică a României.

Cristian-Dan Lesenciuc este membru în numeroase asociaţii şi societăţi ştiinţifice naţionale şi internaţionale, participând activ la reuniuni ştiinţifice de înalt nivel.

Lucrarea de faţă este rodul unor îndelungate cercetări de teren şi laborator efectuate într-un masiv ce prezintă trăsături comune cu celelalte arii montane ale zonei cristalino-mezozoice din vecinătate dar şi o serie de particularităţi, derivate din interacţiunea factorilor tectono-structural-litologici cu cei exogeni, aferenţi sistemelor morfoclimatice ce s-au derulat la scara timpului geologic.

Cristian-Dan Lesenciuc * Masivul Giumalău

Cristian-Dan Lesenciuc

MASIVUL GIUMALĂU

Studiu geomorfologic

EDITURA TEHNOPRES

Cuprins

1. Introducere……..……5
1. 1. Obiectivele lucrării şi metodologia utilizată……..……5
1. 2. Poziţia geografică şi limitele……...……..…6
1. 3. Istoricul cercetărilor…….……...…..….8
1. 3. 1. Istoricul cercetărilor geologice…….……..…....9
1. 3. 2. Istoricul cercetărilor geografice……...…...….14
2. Caracteristici morfografice şi morfometrice ale reliefului……....17
1. 1. Caracteristici morfografice……..……....17
2. 2. Caracteristici morfometrice…….……..…..19
2. 2. 1. Fragmentarea orizontală a reliefului…….……....19
2. 2. 2. Fragmentarea verticală a reliefului……...……22
2. 2. 3. Potenţialul hipsometric al reliefului…….…..…..25
2. 2. 4. Declivitatea reliefului……..…28
3. Factorii morfogenetici…….....31
3. 1. Factorii intrinseci endogeni (substratul geologic)……..…..31
3. 1. 1. Litostratigrafia Masivului Giumalău…….....31
3. 1. 1. 1. Pânza Bucovinică…….……...31
3. 1. 1. 1. 1. Pânza de Putna…….…...31
3. 1. 1. 1. 2. Pânza de Pietrosu Bistriţei……...……..33
3. 1. 1. 1. 3. Pânza de Rodna……..34
3. 1. 1. 2. Pânza Sub-bucovinică…….…….35
3. 1. 1. 2. 1. Pânza de Rarău (pânza gnaiselor de Rarău)…...35
3. 1. 1. 2. 2. Pânza de Putna……...36
3. 1. 1. 3. Pânzele Infrabucovinice…….……..37
3. 1. 1. 3. 1. Pânza de Rarău (seria de Bretila)……...…….39
3. 1. 2. Structura cristalinului Masivului Giumalău……..……....39
3. 1. 2. 1. Structurile plicative…….……41
3. 1. 2. 2. Structurile disjunctive…….……42
3. 2. Factorii intrinseci şi extrinseci exogeni…….....……46
3. 2. 1. Factorii intrinseci. Factorii climatici……....……46
3. 2. 2. Factorii hidrologici……..……...……52
3. 2. 3. Factorii biotici…….…..……..……55
3. 2. 4. Factorii pedogeografici……..……..…..57
3. 2. 5. Factorii extrinseci (activităţile antropice)……..……...…58
3. 3. Factorul timp în morfogeneză…….…...…...…59
4. Tipuri genetice şi forme de relief……...…...63
4. 1. Relieful tectono-structural şi petrografic……..……...…….63
4. 1. 1. Relieful tectono-structural……...……..65

4. 1. 2. Relieful petrografic……..……74
4. 1. 2. 1. Relieful aferent complexelor litologice cu rezistenţă mare la acţiunea agenţilor de modelare externi…….....……75
4. 1. 2. 1. 1. Morfolitologia formaţiunii Tg_1 din pânza de Putna Bucovinică…….....…..75
4. 1. 2. 1. 2. Morfolitologia formaţiunii Tg_2 din pânza de Putna Bucovinică……..……..77
4. 1. 2. 1. 3. Morfolitologia pânzei de Pietrosu Bistriţei Bucovinică…….....78
4. 1. 2. 1. 4. Morfolitologia pânzei de Rodna Bucovinică..... 79
4. 1. 2. 1. 5. Morfolitologia formaţiunii Tg_2 din pânza de Putna Sub-bucovinică…….....80
4. 1. 2. 2. Relieful aferent complexelor litologice cu rezistenţă medie la acţiunea agenţilor de modelare externă.....81
4. 1. 2. 2. 1. Morfolitologia formaţiunii Tg_1 din pânza de Putna Sub-bucovinică…….....……..……...81
4. 1. 2. 2. 2. Morfolitologia pânzei Infrabucovinice de Iacobeni.....81
4. 1. 2. 2. 3. Morfolitologia pânzei de Rarău Sub-bucovinică ….....82
4. 1. 2. 3. Relieful aferent complexelor litologice cu rezistenţă mică la acţiunea agenţilor de modelare externi…….....….82
4. 1. 2. 3. 1. Morfolitologia formaţiunii Tg_3 din pânza de Putna Bucovinică……....……82
4. 1. 2. 3. 2. Morfolitologia formaţiunii Tg_3 din pânza de Putna Sub-bucovinică……..……..…83
4. 2. Relieful fluvio-denudaţional…….....……85
4. 2. 1. Suprafeţele de nivelare…….....……..85
4. 2. 2. Culmile interfluviale……..……103
4. 2. 3. Vârfurile……..……....104
4. 2. 4. Bazinele de drenaj ca unităţi morfogenetice fundamentale…....105
4. 2. 4. 1. Bazinele de drenaj de ordinul III…….....107
4. 2. 4. 2. Bazinele de drenaj de ordinul IV…….....….119
4. 2. 4. 3. Bazinele de drenaj de ordinul V…….....124
4. 2. 5. Văile ……...……...…..129
4. 2. 6. Versanţii……..…...132
4. 3. Relieful fluvial……..……..…152
4. 3. 1. Albiile minore……..……...152
4. 3. 2. Albiile majore şi terasele……..……..171
4. 3. 3. Conurile aluviale……..…… 188
4. 4. Relieful periglaciar……..……...193
4. 4. 1. Relieful periglaciar sculptural ……..……..…195
4. 4. 2. Relieful periglaciar de acumulare……..……207

4. 5. Relieful biogen……..……209
4. 6. Relieful antropic…….....219
4. 7. Procese geomorfologice actuale……..……...……231
4. 7. 1. Dezagregarea şi alterarea rocilor (meteorizarea)…….....……231
4. 7. 2. Solifluxiunea şi creep-ul……...……...…233
4. 7. 3. Pipkrake şi elevaţia periglaciară…….....……...…234
4. 7. 4. Rostogolirile şi prăbuşirile…….....……...…235
4. 7. 5. Avalanşele de zăpadă…….....……...236
4. 7. 6. Eolizaţia……..……238
4. 7. 7. Alunecările de teren…….....……....239
4. 7. 8. Eroziunea indusă de acţiunea apei …….....……240
4. 7. 9. Procese geomorfologice specifice mediilor lacustre……...…243
4. 7. 10. Procesele biogene……..……...…244
Concluzii……...……..245
Bibliografie……...……..….249

PREFAŢĂ

Acoperirea cu studii de specialitate, temeinic fundamentate, a întregului teritoriu naţional a fost şi rămâne un deziderat în geografia românească. Atunci când o unitate spaţială sau alta beneficiază de interesul susţinut la nivel de abordare doctorală, rezultatele sunt benefice atât pentru cercetător şi contextul formativ în care acesta a evoluat, cât şi pentru patrimoniul geografic naţional. În seria acestei categorii de studii se înscrie şi cel realizat de către Dl. lector univ. dr. Cristian-Dan Lesenciuc.

Avându-se în vedere calitatea de matrice a constituţiei geologice pentru relief, monotonia substratului descurajează în mod frecvent demersul geomorfologic. Până la un anumit nivel de detaliere a investigaţiei, în special în cazul unor abordări mai expeditive, defetismul geomorfologic menţionat este explicabil. Cercetările geologice detaliate au demonstrat însă că frecvent monotonia respectivă este doar aparentă, că stratificaţia diferitelor formaţiuni, determinată de succesiuni şi alternanţe ale unor fenomene şi procese de sedimentare, magmatice, plicative ori casante repetete, este departe de a fi monotonă, că proprietăţile fizico-mecanice şi chimico-mineralogice ale rocilor specifice unor formaţiuni înrudite, incluse în aceeaşi taxoni mari sunt diferite şi că, astfel, substratul geologic are capacitatea de a diferenţia morfogeneza, începând cu principalele linii structurale şi încheind cu specificul scoarţei de alterare. În această categorie de atractivitate pentru studiul reliefului se încadrează şi masivul Giumalău, considerat un reprezentant prin excelenţă al axului metamorfic al Carpaţilor Orientali.

Beneficiind de studii geologice adesea detaliate pentru unele sectoare ale masivului, lucrarea de faţă a avut posibilitatea raportării absolut avizate la predesign-ul de origine endogenă al celor două ansambluri morfologice principale. Evoluţia cercetării geologice, nonlineară în special la nivelul interpretării tectonicii plicative, a aşezat însă şi o piatră de încercare în calea descifrării influenţei asupra reliefului, ceea ce l-a obligat pe autor la o reconfigurare, deloc uşoară, a hărţii geologice a masivului. Acesta este un aspect absolut meritoriu al lucrării, care şi-a asigurat astfel o bază de referinţă nu numai clară, ci şi corectă.

În analiza propriu-zisă a reliefului, orientată spre dimensiunile şi înfăţişarea acestuia, spre morfogeneză – cu premisele ei statice, dinamice şi tipurile genetice, spre morfodinamică – cu procesele geomorfologice trecute şi actuale, câteva aspecte sunt remarcabile: analiza minuţioasă dar şi critică a cercetărilor geologice şi geografice, generale şi regionale, anterioare, aplicarea unor metode cantitative moderne şi o permanentă corelare a analizelor statistice şi modelării numerice cu realitatea constatată prin cercetarea de teren.

Acest din urmă aspect explică temeinicia tuturor interpretărilor făcute, fie că ele privesc corelaţii ale indicilor morfometrici cu specificul petrografic al substratului geologic şi cu sistemele de modelare externă, fie că au caracter de diagnoză (coeficienţi de formă a versanţilor, competenţe pe bazine de drenaj etc.), fie că au caracter predictiv (ca în cazul tendinţelor de evoluţie ale profilelor longitudinale de

talveg). Amorsa necesară de teren a tuturor analizelor geografice cantitative şi verificarea treptată a rezultatelor obţinute prin calcule ulterioare (fie ele şi informatizate) tot pe teren constituie un deziderat unanim recunoscut, dar mult mai rar aplicat. În esenţa sa, lucrarea se întemeiază tocmai pe această relaţie necesară şi productivă cu terenul, deşi el nu este unul dintre cele mai uşor accesibile.

Într-o sinteză a evaluării de fond considerăm că, sub aspect regional fundamental, unul dintre rezultatele interesante ale acestui studiu, bazat pe valorificarea celor mai recente cercetări geologice, în interpretarea reliefului ciclic, în legătură cu care se acordă o însemnătate mult mai mare decât cea acceptată până acum efectelor morfogenetice ale tectonicii casante şi de înălţare inegală în timpul orogenezelor din neogen-cuaternar. În sensul acesta, cele două niveluri de modelare ciclică recunoscute în literatura anterioară, în cadrul masivului, sunt interpretate ca fragmente denivelate tectonic ale unei singure suprafeţe de nivelare, cea post-moldavă, Cerbu. Apreciind şi noi impactul morfogenetic al acestor fracturi majore ne întrebăm, în acelaşi sens, dacă netezirea exogenă post valahă a făcut în acest masiv şi altceva decât să polizeze, prin crio-geneză, nivaţie şi modelare fluvială, un nivel preexistent, tectonizat. În aceeaşi categorie valorică se înscriu concluziile cu privire la posibilitatea predominării eroziunii faţă de acumularea fluvială şi în etapa morfogenetică următoare, ca şi cele cu privire la avansul (motivat prin ecart altitudinal şi favorabilitate litologică) caracteristic evoluţiei bazinului de drenaj al Moldovei faţă de cel al Bistriţei, în sectoarele aferente masivului Giumalău.

Atenţia cuvenită se acordă în lucrare antropizării ca factor morfogenetic, nu doar în mod generic şi declarativ, ci până la nivelul unor relaţii cuantificate ale diferitelor forme de valorificare a potenţialului natural cu eroziunea şi acumularea fluvială, cu dinamica versanţilor etc. Prin constatările respective şi prin predicţiile asupra evoluţiei profilurilor longitudinale de talveg, asupra eroziunii malurilor ş.a. lucrarea prezintă un interes aplicativ deosebit.

Materialul grafic integrat, deosebit de bogat, corespunde demersului analitic făcut şi nu are doar un rol ilustrativ, el putând servi şi ca mijloc de cercetare în etape viitoare, cele mai concludente fiind, credem, graficele de stare a profilului versanţilor şi talvegurilor, harta geomorfologică ş.a.

Forma de redactare este fluentă şi neomisivă, rezultatele fiind prezentate detaliat şi în general explicit, uneori chiar cu detalii metodologice, în special când au fost necesare compatibilizări ale metodelor cantitative utilizate cu datele concrete, specifice acestei arii montane.

În sine însă, prin calităţile sale certe „Masivul Giumalău. Studiu geomorfologic" va fi o carte utilă atât geografilor, cât şi multor specialişti din alte domenii de cercetare fundamentală sau de activitate practică.

Prof. univ. dr. Irina Ungureanu
Universitatea „Al. I. Cuza" Iaşi

1. Introducere

1. 1. Obiectivele lucrării şi metodologia utilizată

Masivul Giumalău constituie un sector montan care, în pofida suprafeţei relativ reduse, oferă spre cercetare o multitudine de aspecte geografice inedite. Deşi, sub aspectul accesibilităţii, beneficiază de o poziţie geografică favorabilă, atenţia specialiştilor nu a fost la fel de pronunţată ca în cazul Masivului Rarău, aflat în vecinătatea sa estică. Numărul studiilor axate asupra componentelor geografice din limitele masivului este extrem de redus, excepţie făcând cele care au abordat substratul geologic, fiind favorizate de o perioadă de cca. 40 de ani de intense prospecţiuni geologice în vederea conturării rezervelor de substanţe minerale utile. Aparenta monotonie peisagistică, dată în primul rând de gradul foarte înalt de împădurire, a constituit de-a lungul timpului un factor limitativ al abordărilor geografice. De o deosebită valoare ştiinţifică sunt lucrările care au abordat o serie de elemente geomorfologice specifice nordului Carpaţilor Orientali, însă, datorită faptului că arealul de referinţă era destul de mare, nu au reuşit decât să schiţeze osatura geomorfologică generală a masivului. Acestora li s-au alăturat o serie de studii geomorfologice, climatice, hidrologice, botanice şi pedologice care s-au axat asupra unităţilor învecinate, abordând totodată o serie de elemente geografice aflate la limitele acestuia. În aceste condiţii, se resimţea nevoia unui studiu geomorfologic unitar, cu menirea de a sistematiza informaţiile geomorfologice existente şi de a întregi cercetarea geomorfologică din limitele masivului.

În cadrul acestui, studiu se încearcă formarea unei imagini unitare din punct de vedere geomorfologic asupra unui sector montan cu o îndelungată evoluţie paleogeomorfologică, stabilindu-se totodată raporturile cu unităţile montane învecinate. Prin structura sa, lucrarea de faţă urmăreşte să evidenţieze o serie de aspecte geomorfologice distincte făcându-se apel la metode de investigaţie devenite clasice, dar şi la metode moderne, utilizându-se un bogat fond de date acumulate în teren. Demersul ştiinţific s-a bazat, în primul rând, pe cercetări ştiinţifice personale, efectuate în teren şi urmate de prelucrarea şi interpretarea datelor, în cadrul activităţii de laborator. Astfel, pe lângă prezentarea ipotezelor şi a opiniilor din literatura de specialitate au fost redate punctele de vedere proprii, rezultate în urma unor cercetări detaliate la faţa locului sau în urma unor modificări ale concepţiilor geologice mai vechi şi implementarea unor modele recente de evoluţie a substratului geologic.

În ultima perioadă de timp, metodologia analizelor morfometrice s-a modernizat foarte mult datorită utilizării tehnologiei „Sistemelor Informaţionale Geografice", cu ajutorul cărora materialele cartografice au avut de câştigat, în special sub aspectul posibilităţii ulterioare de a utiliza informaţia numerică reprezentată. Este un domeniu modern care în viitor va impulsiona cercetarea geografică, în special sub aspectul morfometriei bazată pe aerofotograme şi imagini satelitare. La ora actuală însă, datorită posibilităţilor tehnice reduse de care dispunem în România, metodologia

S.I.G. din domeniul morfometriei are ca bază de lucru acelaşi fond topografic, în curbe de nivel, capabil să inducă aceleaşi erori ca şi la metodologia clasică. Din aceste considerente, în cadrul studiului de faţă am preferat o clasică abordare mofometrică, ce a permis utilizarea unor metode de reprezentare care momentan nu pot fi utilizate în cartografia digitală (metoda Spiridonov, pentru construcţia hărţii adâncimii fragmentării reliefului, considerată ca fiind printre cele mai corecte metode de reprezentare a acestui parametru morfometric).

Lucrarea de faţă a fost concepută prin integrarea metodelor de cercetare clasice (cartare geomorfologică detaliată) cu cele moderne (analiză statistică şi modelare numerică asistată de calculator) în spiritul conceptului sistemic de evoluţie a reliefului, rezultând o serie de concluzii utile, atât pe plan ştiinţific, cât şi aplicativ, prezentate la final de capitole sau la final de lucrare.

1. 2. Poziţia geografică şi limitele

Masivul Giumalău se află poziţionat în partea septentrională a Carpaţilor Orientali, ocupând, faţă de extremităţile estică şi vestică ale acestora, o poziţie central-estică. Din punct de vedere morfostructural, unitatea montană aparţine zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, aflându-se la intersecţia paralelei de 47°25’ latitudine nordică, cu meridianul de 25°25’ longitudine estică. Extremitatea nordică a masivului este situată pe valea Moldovei, la 47°31’40” latitudine nordică, iar cea sudică pe valea Bistriţei, aval de confluenţa cu Neagra Şarului la 47°20’20” latitudine nordică. Extremitatea estică se află la 25°31’20” longitudine estică, în înşeuarea Fundul Colbului, iar cea vestică la 25°17’40”, pe valea Bistriţei, aval de localitatea Iacobeni (Figura nr. I. 1.).

În ceea ce priveşte regionarea geografică, de primă importanţă sunt criteriile morfotectonic şi morfostructural, urmate de o serie de criterii secundare ce ţin de relief, climă, hidrografie şi vegetaţie. V. Mihăilescu (1963) utilizează în regionare o gradaţie matematică, considerând Carpaţii Româneşti o unitate de ordinul I, unitatea următoare ca rang este cea a Carpaţilor Orientali (ordinul II), în cadrul acestora unitatea Carpaţilor Moldo-Transilvani (ordinul III) ce conţine la rândul său unitatea Munţilor Bistriţei (ordinul IV), din care face parte unitatea Munţilor Rarău-Giumalău (ordinul V), de care aparţine Masivul Giumalău (ordinul VI). Ulterior, această regionare a fost susţinută şi utilizată de către autorii lucrării *Geografia României*, volumul III, (1987).

Important este faptul că, în toate regionările cunoscute, Masivul Giumalău este bine delimitat de unităţile învecinate, astfel încât misiunea noastră în acest sens se simplifică trebuind doar să precizăm aceste limite. Totodată, unităţile montane cu care se învecinează Giumalăul la est, nord şi nord-vest (Masivul Rarău şi Obcina Mestecănişului) au constituit subiectele unor teze de doctorat în cadrul cărora, parţial, limitele au fost menţionate.

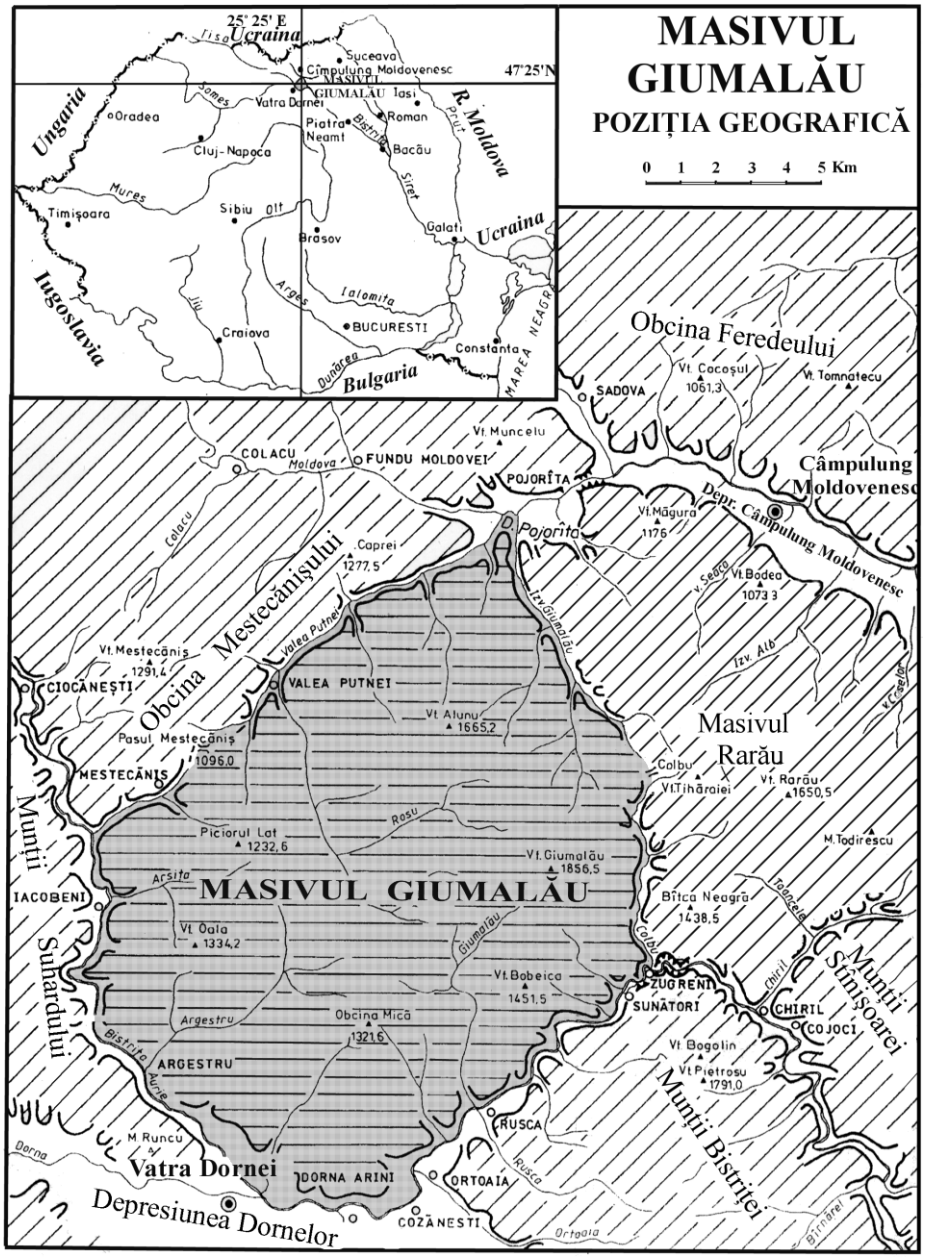


Figura nr. I. 1.

În geografia regională, limitele sunt considerate zone de discontinuitate geografică relativă, având un caracter convenţional. Plecând de la această premisă,

limita vestică şi sud-vestică a masivului este dată de talvegul văii Bistriţei, începând de la confluenţa cu pârâul Puciosu până la confluenţa cu râul Dorna. Între cele două confluenţe, se remarcă existenţa a două sectoare: un sector de vale, cu orientarea nord-sud, ce ţine de la confluenţa cu Puciosu până în amonte de satul Argestru şi cel de-al doilea sector, cu orientare nord vest-sud est, ce ţine din amonte de satul Argestru până la confluenţa cu râul Dorna. În lungul limitei amintite, Giumalăul se învecinează la vest şi sud-vest cu Munţii Suhardului.

Limita sudică şi sud-estică este dată tot de talvegul văii Bistriţei, începând de la confluenţa cu râul Dorna până la confluenţa cu pârâul Colbu. Pe acest tronson valea Bistriţei prezintă două sectoare: unul cu orientare generală vest-estică, ce ţine de la confluenţa cu râul Dorna până la confluenţa cu pârâul Ortoaia, iar celălalt, cu orientare generală sud vest-nord estică, situat între confluenţa cu Ortoaia şi confluenţa cu pârâul Colbu. În lungul acestei limite, sectorul montan luat în studiu se învecinează la sud cu Depresiunea Dornelor, iar la sud-est cu Munţii Bistriţei propriu-zişi.

Limita estică este dată de aliniamentul celor două văi, respectiv Colbu şi Izvorul Giumalăului. Talvegul văii Colbu este considerat ca limită între confluenţa cu Bistriţa şi înşeuarea Fundul Colbului (1295 m), iar cel al văii Izvorul Giumalăului se constituie ca limită între înşeuarea menţionată şi confluenţa cu râul Moldova. La est de această limită, unitatea luată în studiu se învecinează cu Masivul Rarău.

Limita nordică şi nord-vestică este dată de talvegul văii Moldovei şi un aliniament de văi ce aparţin pâraielor Putna, Putnişoara şi Puciosu. Valea Moldovei constituie limita nordică având o orientare vest-estică, între confluenţa cu pârâul Putna şi confluenţa cu pârâul Izvorul Giumalăului. Distanţa dintre cele două confluenţe este de cca. 500 m, învecinându-se la nord cu compartimentul Muncelu din Obcina Mestecănişului. Limita nord-vestică, de la confluenţa Putnei cu Moldova, urmăreşte talvegul văii Putnei spre amonte până la confluenţa acesteia cu pârâul Putnişoara. De la această confluenţă limita este trasată pe valea Putnişoarei până în Pasul Mestecăniş (1096 m) de unde coboară pe valea pârâului Puciosu până la confluenţa acestuia cu Bistriţa.

Între aceste limite, unitatea studiată deţine o suprafaţă totală de cca. 213 km^2 având o formă romboidală cu axa mare orientată pe direcţia nord nord est-sud sud vest.

1. 3. Istoricul cercetărilor

Cercetarea geografică a Masivului Giumalău a evoluat, concomitent cu studierea unor regiuni învecinate, în cadrul acestora abordându-se şi o serie arii aflate la limita unităţii precum şi unele aspecte punctuale din interiorul limitelor acesteia. În cadrul categoriei de studii punctuale se detaşează cele geologice, urmate la mare distanţă de cele pedologice şi geomorfologice.

1. 3. 1. Istoricul cercetărilor geologice

Impulsul dat de prospecţiunile geologice elaborate în vederea evaluării resurselor de minerale utile a determinat pe numeroşi cercetători să publice, încă de la începutul sec. al XIX-lea, o serie de lucrări care vizau diferite aspecte geologice ale Carpaţilor Orientali. În cadrul acestora, zona cristalino-mezozoică a prezentat un interes deosebit, stând mărturie, în acest sens, însemnările lui **Lillienbach (1834)** care afirma că, în Carpaţii Orientali există o zonă continuă, constituită din roci cristaline, ce se întinde de la graniţa de nord a ţării până la sud de Sândominic.

Pe baza informaţiilor furnizate de Lillienbach, **Baui (1834)** a întocmit o hartă geologică la scară 1: 900000. Pe această hartă, în sectorul Rusca-Chiril, sunt menţionate şisturi cristaline, reprezentate prin şisturi talcoase, micaşisturi, gnaise care se continuă neîntrerupt spre nord până la Fundu Moldovei-Iacobeni (conf. lui V. Erhan, 1974).

În anul **1834, Bielz** a întocmit o hartă geologică a Transilvaniei la scară 1: 864000 care însă, pentru zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, nu aduce nimic nou faţă de materialele cartografice apărute anterior.

O altă lucrare, ce evidenţiază zăcămintele minerale din Bucovina, este cea a lui **B. Cotta (1855)**, în care autorul a elaborat o hartă geologică a zonei cercetate.

Paul K. (1876) a publicat o lucrare privind geologia Bucovinei în care divizează formaţiunile geologice în trei zone structurale: zona carpatică, zona neogenă şi zona podolică. Lucrarea este însoţită şi de o hartă geologică la scară 1: 288000.

B. Walter (1876) a elaborat o lucrare asupra zăcămintelor din Bucovina de Sud. Şisturile cristaline sunt clasificate în trei grupe: grupa inferioară reprezentată prin cuarţite, grupa mijlocie reprezentată prin micaşisturi şi grupa superioară reprezentată de filite, gnaise, şisturi cu hornblendă şi calcare cristaline.

V. Uhlig (1889) a publicat rezultatele cercetărilor geologice efectuate în bazinele văilor Moldova şi Bistriţa. Autorul a separat în Carpaţii Orientali mai multe zone tectonice: zona cristalină, zona sedimentară mai veche şi zona flişului.

În anul **1897,** în lucrarea *„Uber die Bezeihung der sudlichen Klippenzuge zu den Ostkarpathen”*, acelaşi autor a delimitat în Carpaţii Orientali o unitate mai veche care include formaţiunile cristaline cu depozite permo-mezozoice de deasupra şi o unitate mai nouă care cuprinde zona flişului.

S. Atanasiu în perioada **1898-1909** a elaborat o serie de studii în nord-vestul Moldovei ocazie cu care a atribuit şisturilor cristaline vârsta paleozoică.

Th. Nicolau (1905) în lucrarea *„Gnaisul de Rarău”*, pe lângă un studiu petrografic, privind gnaisul de Rarău, a efectuat şi prima analiză chimică a acestuia.

V. Uhlig (1907) în lucrarea *„Uber die Tektoniki der Karpathen”* a elaborat concepţia privind structura în pânze a şisturilor cristaline.

R. Magilnicki (1917) a publicat un articol în care s-a ocupat de mineralizaţiile de mangan din cristalinul Bucovinei (după R. Dimitrescu, 1960).

Quiring (1922) a cercetat toate genurile de minereuri cantonate în şisturile cristaline din Bucovina, elaborând totodată şi o hartă geologică la scară 1: 37500 (după R. Dimitrescu, 1960).

Th. Krautner (1926) a elaborat un studiu asupra Munţilor Bistriţei şi Bârgăului în cadrul căruia există şi un profil geologic ce secţionează parţial Giumalăul.

Th. Krautner în **1929** şi **1930**, a efectuat o serie de cercetări, în cadrul cuvetei marginale mezozoice a Rarăului, ocupându-se şi de structura fundamentului cristalin din Munţii Bistriţei.

M. Savul (1938) a publicat lucrarea *„Le cristallin de Bistriţa. La region Dorna Broşteni (District Câmpulung et Neamţ)”*. Autorul a pus în discuţie o serie de aspecte legate de cristalinul epimetamorfic şi mezometamorfic ce aflorează în regiunea dintre râurile Neagra Broştenilor, la sud şi Bistriţa, la nord. În harta geologică la scară 1:100000, ce însoţeşte lucrarea, este schiţată şi geologia sectorului transversal al Bistriţei dintre Dorna Arini şi Zugreni.

Acelaşi autor, împreună cu o serie de colaboratori, în perioada **1955-1963**, a elaborat o serie de cercetări geochimice şi paleogeotermometrice în cadrul zonei cristalino-mezozoice din nordul Carpaţilor Orientali.

G. Mastacan a publicat în anul **1948** două articole în care abordează cristalinul din regiunea Vatra Dornei-Iacobeni. Autorul a făcut un inventar al principalelor tipuri de roci care aflorează în regiune. Astfel, pentru seria mezozonală determină: micaşisturi biotitice cu muscovit, paragnaise plagioclasice, paragnaise cu biotit şi epidot, gnaise biotitice cu granaţi şi cuarţite cu biotit. Pentru seria epizonală au fost determinate următoarele tipuri de roci: şisturi sericito-cloritoase, şisturi sericito-cloritoase cu cuarţ, cuarţite clorito-sericitoase, cuarţite albe şi cuarţite negre, gnaise sericitice etc.

Silvia Mînzatu şi E. Mînzatu (1959) au separat în cadrul şisturilor cristaline din M. Giumalău trei categorii de roci cristaline: şisturi cristaline de mezozonă, şisturi cristaline de tranziţie şi şisturi cristaline de epizonă (conf. V. Erhan, 1974).

R. Dimitrescu în perioada **1960-1965** a publicat două articole în care abordează elemente de stratigrafie şi tectonică pentru regiunea Iacobeni. Şisturile cristaline sunt divizate în două serii stratigrafice: seria mezozonală şi epizonală. Din punct de vedere tectonic, se remarcă faptul că o unitate cristalină, formată din şisturi epizonale, încalecă peste formaţiunile sedimentare mezozoice, acestea având în fundament atât seria mezozonală cât şi, în măsură mai mică, cea epizonală. Sensul încălecării a fost determinat ca având loc de la est la vest.

Tr. Idriceanu şi colaboratorii în perioada **1960-1966** a efectuat o serie de analize petrochimice pentru rocile porfirogene din cristalinul Bistriţei şi Moldovei.

C. Ionescu (1962) a elaborat un studiu petrografic şi structural asupra cristalinului din regiunea Cîrlibaba-Ciocăneşti-Iacobeni. În ceea ce priveşte stratigrafia, formaţiunile cristalofiliene ce aflorează aici sunt divizate în două serii:

seria şisturilor de tip mezozonal, denumită seria şisturilor de Bretila şi seria şisturilor de tip epizonal.

H. Krautner (1965) a cercetat zăcămintele de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali, considerând că acestea reprezintă atât forme vulcanogen-sedimentare, cât şi hidrotermale, metamorfozate regional.

G. Pitulea şi colaboratorii au publicat, în perioada **1965-1966,** câteva lucrări în care abordează din punct de vedere petrografic şi structural, perimetrul Pojorâta-Valea Putnei-Giumalău.

I. Bercia şi colaboratorii (1965-1966), într-un studiu asupra unităţilor tectonice, structurii şi stratigrafiei formaţiunilor metamorfice din Munţii Bistriţei, au delimitat mai multe unităţi tectonice, pe baza constituţiei petrografice. Au fost separate următoarele unităţi tectonice, de la vest la est: unitatea mezometamorfică centrală, unitatea epimetamorfică centrală, unitatea gnaiselor de Rarău şi unitatea epimetamorfică marginală. Cu acest prilej, a fost stabilită şi o succesiune a seriilor stratigrafice identificate în zonă: seria gnaiselor de Rarău; seria de Bretila, Vatra Dornei-Iacobeni şi Bistriţa Barnar; seria sedimentogen-vulcanogenă acidă.

Gh. Bîgu şi colaboratorii (1966) au abordat o serie de aspecte legate de tectonica regiunii Valea Putnei-Valea Stânii. Cu acest prilej, se apreciază că, în regiune există o structură geologică complexă, cauzată de o dislocaţie tectonică ditrecţională, care a făcut ca şisturile epimetamorfice să încalece peste formaţiunile sedimentare triasice de la nord-est spre sud-vest.

Dessila Marcela Codarcea în perioada **1966-1968** a publicat o serie de lucrări în care abordează unele aspecte legate de evoluţia geologică, stratigrafia şi etapele metalogenetice ale terenurilor cristalofiliene din Carpaţii Orientali.

V. Erhan şi colaboratorii au publicat, în perioada **1966-1968,** o serie de articole în care se preocupă, în mod special, de petrochimia unor roci cristaline de tipul amfibolitelor şi şisturilor cristaline de pe teritoriul Masivului Giumalău.

În perioada **1967-1969, I. Rădulescu şi colaboratorii** au publicat o serie de articole referitoare la cristalinul Munţilor Bistriţei. În Masivul Giumalău, autorii au identificat două categorii de şisturi: şisturi mezometamorfice (reprezentate prin micaşisturi cu granaţi, şisturi cuarţito-micacee, paragnaise micacee, amfibolite şi gnaise oculare de Rarău) şi şisturi epimetamorfice (reprezentate prin şisturi sericito-cuarţitice, cuarţite negre grafitoase, şisturi grafitoase, calcare cristaline etc).

T. Joja şi colaboratorii au întocmit în anul **1968,** *„Harta geologică a României foaia Rădăuţi”* la scară 1: 200000. Merită să amintim aici interpretarea structurală a zonei cristalino-mezozoice care apare ca fiind constituită dintr-o unitate a cristalinului paleozoic, denumită seria de Repedea, şi din depozite sedimentare de vârstă mezozoică.

T. Joja şi colaboratorii (1968) referindu-se la zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, au separat următoarele unităţi tectonice: unitatea mezometamorfică de Vatra Dornei-Iacobeni, unitatea epimetamorfică de Mestecăniş,

unitatea epimetamorfică de Fundu Moldovei, unitatea mezometamorfică de Bistriţa-Barnar şi unitatea mezometamorfică a gnaisului de Rarău.

A. Muşat şi colaboratorii, în perioada **1968-1971,** au elaborat o serie de lucrări în care s-au ocupat de analiza geochimică a unor formaţiuni petrografice din cristalinul Munţilor Bistriţei în care se cantonează o serie de mineralizaţii de sulfuri polimetalice.

I. Rădulescu (1969) nu a fost de acord cu concepţia pânzistă a cristalinului Munţilor Bistriţei şi a apreciat că masivul cristalin este constituit din două unităţi metamorfice, suprapuse normal (o unitate mezometamorfică de fundament şi o unitate epimetamorfică superioară) care s-au format succesiv, în decursul a două cicluri metamorfice independente, suprapuse. Autorul a elaborat şi o hartă stratigrafică şi structurală a cristalinului Munţilor Bistriţei între Prislop şi Barnar.

M. Dimian (1970) a abordat o serie de aspecte stratigrafice şi tectonice specifice părţii nordice a zonei cristalino-mezozoice insistând asupra relaţiilor dintre pânza bucovinică şi flişul intern al Carpaţilor Orientali.

M. Mureşan şi colaboratorii (1973-1974) au adus argumente pentru a demonstra o anumită concordanţă de vârstă între seria de Bretila-Rarău şi granitoidele de Hăghimaş. În acest context, ambele entităţi au fost afectate pentru prima dată de metamorfismul regional asyntic, după care au urmat o serie de regenerări penetrante sau locale în decursul fazelor: taconică, sudetă şi austrică.

În anul **1974, V. Erhan** a publicat lucrarea *„Studiul geologic al regiunii Valea Putnei-Giumalău”*. Autorul a divizat cristalinul, din sectorul studiat, în trei serii stratigrafice: seria de Bistriţa-Barnar, seria gnaiselor de Rarău şi seria epimetamorfică de Tulgheş. La rândul său, seria epimetamorfică este divizată în trei complexe, respectiv: complexul inferior terigen, complexul median sedimentogen-vulcanogen acid şi complexul superior tufogen bazic şi grafito-calcaros.

Fără a aduce foarte multe elemente de noutate pe plan tectonic şi structural, lucrarea se remarcă însă, prin faptul că autorul efectuează un studiu geochimic al majorităţii tipurilor de roci cristaline, sedimentare şi magmatice care aflorează în regiune. Lucrarea este însoţită de o hartă geologică a regiunii studiate, la scară 1: 50000.

I. Bercia, Elvira Bercia, M. Săndulescu, L. Szasz (1975) au întocmit harta geologică la scara 1: 50000, Foaia Vatra Dornei. Este un material cartografic întocmit conform concepţiei pânziste, în care sunt menţionate cele trei pânze alpine ce aflorează în această unitate montană.

I. Balintoni singur sau în colaborare a publicat, în perioada **1969-1981,** o serie de articole în care, pe lângă unele abordări structurale şi petrografice ale unor roci cristaline de tipul magmatitelor oculare de Rarău, face câteva referiri asupra mineralizaţiilor de sulfuri polimetalice din partea centrală a cristalinului din Carpaţii Orientali.

Tot în această perioadă sunt făcute câteva observaţii asupra gnaiselor porfiroide de Pietrosul Bistriţei, argumentând faptul că acestea reprezintă metatufuri

dacitice depuse în condiţii subaeriene. Admiţând această origine, pentru materialul supus metamorfozării, este marginalizată teoria conform căreia aceste gnaise au rezultat prin metamorfismul unui vechi corp subvulcanic (dyke).

I. Balintoni şi I. Gheuca (1977) au sugerat existenţa unei pânze prealpine, care încadrează gnaisele porfiroide de Pietrosul Bistriţei, numind-o Pânza de Pietrosul Bistriţei. În aceeaşi perioadă a fost conturată fereastra tectonică Arseneasa în care au fost puse în evidenţă roci cristaline ce aparţin seriei de Bretila.

Doi ani mai târziu **(1979), I. Balintoni,** cercetând ferestrele tectonice din bazinul văii Putnei, a argumentat că seria cristalină, pe care repauzează sedimentarul mezozoic, este seria de Bretila, infirmând faptul că aceasta ar aparţine seriei de Tulgheş. Au fost prezentate şi o serie de aspecte structurale din cadrul sectorului transversal al văii Bistriţei, între Dorna Arini şi Zugreni. Deosebit de important este faptul că, în acest sector, nu au fost identificate fracturi tectonice transversale majore, lucrarea fiind însoţită de hartă.

În **1982,** acelaşi autor a adus o serie de precizări cu privire la delimitarea seriei de Argestru în Giumalău, considerând că aceasta ar fi, de fapt, partea superioară a seriei de Bretila care a suferit o serie de transformări în timpul şariajului pânzei subbucovinice pestea aceasta.

V. Erhan (1981) a adus o serie de precizări cu privire la condiţiile de metamorfism ale rocilor din Masivul Giumalău, pe baza studiului mineralotermometric.

I. Balintoni şi I. Gheuca (1982) au elaborat o hartă a unităţilor tectonice prealpine şi alpine din sectorul Valea Putnei-Zugreni. Materialul cartografic este deosebit de util prin faptul că pe baza acestuia şi a altor materiale au fost reconfigurate unităţile tectonice din harta geologică la scară 1:50000, prezentată în lucrarea de faţă.

L. Olaru şi **M. Oniceanu (1984)** au elaborat un studiu palinologic asupra seriei stratigrafice de Ţibău care aflorează în câteva puncte din bazinul hidrografic al pârâului Putnei. Conform rezultatelor obţinute de autori, vârsta acestei formaţiuni a fost considerată ca fiind apropiată de carbonifer superior.

A. Vodă (1999) a adus o serie de precizări în legătura cu existenţa faliei Crucea-Zugreni care, după părerea autorului, a produs o decroşare spre est a compartimentului situat la sud, de cca. 40 km.

Lucrările geologice cu caracter de sinteză referitoare la Carpaţii Orientali sau la întregul teritoriu al României au venit să întregească informaţiile regionale de geologie.

Deosebit de importante sunt contribuţiile a numeroşi alţi autori: **I. Băncilă (1958), V. Mutihac şi L. Ionesi (1974), M. Săndulescu (1984), V. Mutihac (1990), I. Balintoni (1996)** etc.

1. 3. 2. Istoricul cercetărilor geografice

Studiile cu caracter geografic au început să apară la începutul sec. al XX – lea. Primele cercetări care s-au axat şi asupra Masivului Giumalău aparţin geografilor francezi Emm. de Martonne şi A. Nordon.

Emm. de Martonne (1922) a făcut o serie de referiri asupra unor aspecte geomorfologice din nordul Carpaţilor Orientali, privind problema suprafeţelor de nivelare de aici cu multă rezervă, identificând totuşi o fază de nivelare completă şi două cicluri mai puţin evoluate.

A. Nordon (1931) a abordat problematica suprafeţelor de nivelare din Carpaţii Orientali identificând în Giumalău „peneplena preburdigaliană" care se dezvoltă la altitudini de 1100 - 1300 m în vestul masivului şi de cca. 1600 m în partea central-estică. Diferenţa de altitudine este interpretată ca fiind rezultatul tectonicii disjunctive care a determinat o înălţare mai accentuată a sectorului central-estic.

R. Mayer (1936) a identificat în Carpaţii Orientali trei platforme de eroziune (miocenă medie, sarmatică şi postlevantină).

V. Mihăilescu (1944) a analizat valea transversală a Bistriţei menţionând, în defileul de la Zugreni, existenţa unor umeri de vale şi a meandrelor încătuşate, care certifică antecedenţa văii în acest sector. Autorul semnalează existenţa unor mişcări de înălţare mai accentuate în zona defileului de la Zugreni, comparativ cu Bazinul Dornelor unde se semnalează o coborâre sau o stagnare a acestora. Este specificat faptul că Bistriţa traversează culmea Munţilor Bistriţei, printr-o zonă de lăsare axială, iar relieful depresiunii a evoluat în strânsă legătură cu nivelul de bază situat în est, dincolo de această culme. Lucrarea este însoţită şi de o hartă a reliefului din Depresiunea Dornelor şi zonele învecinate.

M. David (1949) a elaborat un studiu asupra suprafeţelor de nivelare din „Masivul Bistriţei Modoveneşti", unde îşi exprimă părerea contrară existenţei faliei direcţionale, pe planul căreia s-ar fi înălţat compartimentul estic (sens Nordon). În aceste condiţii, denumeşte nivelul de eroziune, situat între 1500 – 1600 m altitudine, „Platforma Poiana Ciungilor", iar nivelul situat mai jos la altitudinea de 1350 - 1450 m „Platforma Bâdei".

I. Sîrcu (1961) într-un studiu axat asupra suprafeţelor de nivelare din nordul Carpaţilor Orientali a demonstrat existenţa doar a două astfel de suprafeţe. Suprafaţa de nivelare de vârstă miocen-superioară a fost denumită „Cerbul" şi se dezvoltă în Giumalău la altitudini de 1500 – 1850 m, iar suprafaţa de nivelare de vârstă pliocen-inferioară numită „Mestecăniş" se situează între 1200 şi 1400 m.

C. Martiniuc şi colaboratorii (1962) au efectuat un studiu geomorfologic asupra teritoriului oraşului Vatra Dornei, aflat la limita vestică a Masivului Giumalău. Sunt făcute o serie de precizări asupra reliefului fluvial de terase ce aparţine Bistriţei şi care a fost identificat pe versantul stâng al văii până la altitudinea relativă de cca. 210 m. Sunt menţionate vârstele tuturor nivelurilor de terase

identificate, apreciindu-se că nu sunt mai vechi de pleistocen. O serie de procese geomorfologice actuale de la nivelul versanţilor sunt de asemenea minuţios analizate şi poziţionate pe o hartă geomorfologică a perimetrului studiat.

Maria Pantazică şi colaboratorii (1962) au publicat rezultatele cercetărilor hidrogeologice întreprinse pe teritoriul oraşului Vatra Dornei. Lucrarea suscită interes şi prin faptul că abordează şi o serie de probleme ce ţin de depozitele aluviale şi proluviale situate pe partea stângă a Bistriţei, în perimetrul Masivului Giumalău.

I. Donisă în perioada 1964-1968 a elaborat o serie de studii geomorfologice asupra văii Bistriţei punând în evidenţă vechimea acestui curs hidrografic pe actualul traseu. Sectorul transversal de la Zugreni este considerat ca fiind antecedent, Bistriţa păstrându-şi acest traseu încă din sarmaţianul mediu. Relieful fluvial aferent acestei văi este analizat, deosebit de minuţios, sub diferite aspecte, un rol prioritar având cele 13 niveluri de terase de versant şi cele trei trepte de luncă. Vârsta acestora este considerată a fi pleistocen-holocenă iar pentru nivelurile 9 - 13 a fost apreciată vârsta pliocen superioară.

N. Barbu a realizat în perioada **1970-1976** o serie de studii asupra Obcinii Mestecănişului, situată la limita nord-vestică a Giumalăului. Tematica acestora este axată asupra evoluţiei paleogeomorfologice, reliefului petrografic şi structural, precum şi asupra proceselor geomorfologice actuale. De remarcat este faptul că autorul consideră că diferenţa de nivel dintre Obcina Mestecănişului şi munţii cu altitudini mai mari din sud şi vest se datorează unei scufundări a acesteia pe un aliniament de falii.

I. Donisă şi colaboratorii (1973) au realizat o importantă sinteză asupra etapelor evoluţiei reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali.

D. Tudose (1974) a elaborat un studiu geomorfologic al Munţilor Bistriţei în care prezentarea reliefului are un caracter predominant descriptiv. A identificat în Munţii Bistriţei trei suprafeţe de nivelare: suprafaţa superioară (1500 – 1600 m) de vârstă sarmaţiană, suprafaţa mijlocie (1200 – 1400 m) de vârstă predaciană şi suprafaţa inferioară (1000 – 1100 m) de vârstă postdaciană.

I. Bojoi (1978) a abordat o serie de probleme legate de influenţa proceselor periglaciare asupra versanţilor aferenţi unor tronsoane de văi cu orientare est-vest. Se constată existenţa unei asimetrii a acestor văi, cauzată de expoziţia versanţilor. Expoziţia nordică a favorizat procesele de solifluxiune care au pus în mişcare scoarţe de alterare consistente formate în mediu periglaciar, în timp ce expoziţia sudică şi sud-vestică a favorizat procesele de gelifracţie şi transportul materialelor rezultate, prin şiroire şi deplasare gravitaţională. În aceste condiţii, versanţii cu expoziţie sudică au declivităţi mai mari decât versanţii umbriţi.

I. Ichim şi Maria Rădoane (1983) au efectuat o serie de cercetări geomorfologice asupra albiei minore a râului Bistriţa, între Iacobeni şi Poiana Largului. Importanţă majoră o are studiul petrografic şi morfometric al galeţilor prelevaţi din sectorul Iacobeni-Zugreni, din cinci puncte diferite. Conform autorilor,

diametrul mediu al pietrişurilor din albia minoră a Bistriţei descreşte extrem de puţin spre aval datorită confluenţelor succesive care aduc aport de material grosier.

M. Apăvăloae şi L. Apostol (1984) au elaborat un studiu asupra frecvenţei, duratei şi intensităţii inversiunilor termice din Depresiunea Dornelor. Totodată s-au făcut precizări asupra cantităţilor de precipitaţii specifice acestei depresiuni şi zonelor învecinate. Se constată astfel că media multianuală a acestora este mai redusă, cu cca. 100 mm, faţă de valorile menţionate anterior în diferite lucrări. Sunt făcute precizări asupra diferenţierilor medii, de cca. 100 mm precipitaţii, între versanţii cu expoziţie vestică şi nordică faţă de cei cu expoziţie estică şi sudică.

C. Rusu şi colaboratorii (1984) au efectuat un studiu pedogeografic al Masivului Giumalău, prilej cu care este întocmită o hartă a solurilor din acest perimetru.

N. Barbu şi V. Băcăuanu (1990) pun în discuţie problematica denumirii de „culoarul Bârgău – Dorna - Valea Moldovei". Intervenţia autorilor pe această temă este deosebit de utilă, deoarece literatura de specialitate utilizează de multe ori noţiunea de „culoar" în mod inadecvat. În acest sens, se demonstrează că, în cadrul acestei subunităţi, există sectoare (ex. valea Puciosu - Pasul Mestecăniş - valea Putnişoarei - valea Putnei) care din punct de vedere geomorfologic nu au nimic comun cu noţiunea de culoar.

C. Rusu şi L. Apostol, în perioada **1990-1993,** aduc o serie de elemente noi în ceea ce priveşte aspectele climatice din Masivul Rarău.

C. Rusu (1997, 2002) a elaborat un studiu fizico-geografic asupra Masivului Rarău. Sunt analizate diferitele forme de relief axate pe diverse formaţiuni litologice şi structurale. Pentru noi, o importanţă majoră o are abordarea geomorfologică a sectorului vestic al Rarăului modelat pe formaţiuni metamorfice, în condiţii similare Masivului Giumalău.

V. Chiriţă (2003) a publicat o lucrare în care analizează aspectele fizico-geografice ale Depresiunii Dornelor.

Numeroase sunt lucrările monografice cu caracter fizico-geografic sau geomorfologic care au abordat Carpaţii Orientali, ansamblul montan sau întregul teritoriu al României: *Monografia geografică a R. P. Române, vol. I,* **(1960), V. Mihăilescu (1963, 1969), V. Tufescu (1970, 1974), I. Sîrcu (1971), Al. Roşu (1973), P. Coteţ (1973), Gr. Posea şi colaboratorii (1974), Al. Savu (1975), T. Morariu şi colaboratorii (1980), Valeria Velcea şi Al. Savu (1982), I. Bojoi (2000), Gr. Pop (2000), Gr. Posea (2002).**

Se remarcă şi apariţia unor ample lucrări: *Geografia României, vol.I, Geografia fizică* **(1983)** *şi vol. III, Carpaţii Româneşti şi Depresiunea Transilvaniei* **(1987).**

2. Caracteristici morfografice şi morfometrice ale reliefului

Evoluţia reliefului acestui masiv, sub aspectul interacţiunii sistemice dintre factorii structural-petrografici şi cei morfogenetici activi, a determinat apariţia unor caracteristici morfografice şi morfometrice particulare ce îl diferenţiază de zonele învecinate.

2. 1. Caracteristici morfografice

Aspectul orografic general este dat de două culmi longitudinale paralele, cu direcţia nord vest - sud estică, conformă cu structura geologică generală a zonei cristalino-mezozoice din nordul Carpaţilor Orientali. Formarea celor două culmi este rezultatul pătrunderii regresive, dinspre nord-vest spre sud-est, a pârâului Putna care şi-a format aici o vale longitudinală, în timp ce din direcţie opusă (dinspre sud spre nord) a pătruns regresiv pârâul Rusca, afluent de stânga al Bistriţei, care treptat şi-a împins obârşia spre interfluviul care-l separă în prezent de pârâul Putna Mică.

Culmea Giumalău – Alunu, situată în sectorul estic al masivului, prezintă altitudini de peste 1600 m, maxima fiind înregistrată în Vf. Giumalău (1856,5 m). Are un aspect morfografic complex cu lărgiri şi îngustări în profil transversal, precum şi cu variaţii de altitudine în profil longitudinal. Lărgirile profilului transversal aparţin celor trei vârfuri dispuse în cadrul culmii: Giumalău (1856,5 m), Chiliilor (1652 m) şi Alunu (1665 m) din care se desprind o serie de culmi secundare perpendiculare pe culmea principală. Îngustările profilului transversal au loc acolo unde reţeaua hidrografică cu caracter transversal a pătruns regresiv de pe ambele flancuri. Sub influenţa acestor condiţii geomorfologice, culmea Giumalău - Alunu a evoluat spre o morfologie de veritabilă creastă montană situată la altitudini de peste 1600 m, excepţie făcând şaua dintre vârfurile Giumalău şi Chiliilor situată la 1585 m altitudine.

Din această culme, se desprind o serie de culmi secundare, transversale, care se prezintă ca nişte contraforţi. Pe flancul sud-vestic, se găsesc culmile interfluviale ce conţin resturi ale platformei de nivelare Poiana Ciungilor (culmile Bobeica, Poiana Ciungilor şi Poiana Sapelor) iar pe flancul nord-estic se dezvoltă culmile transversale: Colbului (care face legătura dintre Giumalău şi Rarău, prin şaua Fundul Colbului), Piciorul Chiliei (situată între pâraiele Şurii şi Chiliei) şi Piciorul Văcăriei (delimitată de pâraiele Chiliei şi Frumos).

Literatura de specialitate atribuie, din punct de vedere orografic, acestui masiv forma unei cupole ce s-a menţinut în relief datorită substratului geologic constituit din roci metamorfice. Realitatea geografică observabilă privind acest masiv de pe Vf. Pietrosu Bistriţei înfăţişează o serie de culmi larg rotunjite, dispuse în sectorul vestic şi central, străjuite la est de o veritabilă creastă (hog-back) care culminează în vârfurile Giumalău şi Alunu cu aspect de cupolă. Această culme nu este altceva decât

continuarea la nord-vest de defileul Bistriţei de la Zugreni a crestei montane a Pietrosului Bistriţei.

Culmea Poiana Runcului – Mestecăniş, situată în sectorul vestic al masivului, are o dispunere longitudinală, paralelă cu culmea de la est, având altitudini situate între 1303 m (Vf. Poiana Runcului) şi 1096 m (Pasul Mestecăniş). Spre deosebire de culmea Giumalău-Alunu aceasta se caracterizează printr-un interfluviu cu suprafeţe rotunjite, uşor ondulate ce au fost interpretate, pentru prima dată de A. Nordon (1931), ca fiind fragmente dintr-o veche platformă de nivelare. Din punct de vedere orohidrografic constituie cumpăna de ape dintre bazinele hidrografice ale râurilor Moldova şi Bistriţa.

Orografic, culmea se continuă şi la nord-vest de Pasul Mestecăniş în Obcina Mestecănişului, întregul sector vestic al Giumalăului prezentând un relief foarte asemănător cu cel din Obcina Mestecănişului, ca o consecinţă a condiţiilor morfogenetice similare specifice celor două unităţi montane.

Din culmea longitudinală Poiana Runcului – Mestecăniş, se desprind o serie de culmi transversale care s-au format o dată cu pătrunderea regresivă a afluenţilor de pe stânga Bistriţei. Între pâraiele Puciosu şi Fierul se află culmea transversală Clopaci, între pâraiele Fierul şi Argestru, se află poziţionată culmea transversală Muntele Oalei, între pâraiele Argestru şi Chilia, se află culmea transversală Drăncani, iar între pâraiele Chilia şi Gheorghiţeni se dezvoltă culmea transversală Bărnărel.

O dispunere transversală o are şi culmea dintre Poiana Runcului şi Poiana Ciungilor care face legătura între cele două culmi longitudinale, la nivelul căreia se află cumpăna de ape dintre bazinele hidrografice ale râurilor Moldova şi Bistriţa.

Din punct de vedere morfografic, se remarcă unele înălţimi izolate care se situează deasupra nivelurilor generale ale culmilor şi care, din punct de vedere morfogenetic, intră în categoria martorilor de eroziune. În general, au forme piramidale sau conice, prezentând deluvii consistente şi cuvertură de sol continuă. Se întâlnesc, în principal, la nivelul culmii longitudinale şi a celor transversale din sectorul vestic (Piciorul Lat, Iacobeni, Oalei, Bărnărel, Corhana Gheorghiţeni, Obcina Mică) şi central (Sterparul).

Un alt spect morfografic este dat de abrupturile versanţilor văilor, categorie în care se încadrează, în primul rând, defileul Bistriţei de la Zugreni, sculptat în roci mezometamorfice. Acesta prezintă o serie de meandre încătuşate ale căror versanţi au declivităţi pronunţate ce pe alocuri ajung la verticală. Din totalul celor 5 km de defileu doar 1,5 km, respectiv sectorul din amonte, sunt adiacenţi Masivului Giumalău.

Şi alte văi de talie mai mică prezintă sectoare cu versanţii abrupţi, formate la traversarea formaţiunilor metamorfice de tipul cuarţitelor (Rusca, Sterparul, Şurii etc) sau la traversarea rocilor sedimentare de tipul calcarelor mezozoice ce aflorează în ferestrele tectonice de pe valea Putnei sau valea Timişului.

Văile dau o notă morfografică specifică, datorită dispunerii în raport cu structura geologică generală. Există văi sau sectoare de văi cu caracter longitudinal

(Izvorul Giumalăului, sectorul median al Putnei şi valea Bistriţei în sectorul dintre Iacobeni şi Vatra Dornei) şi văi cu caracter transversal (sectorul inferior al Putnei, sectorul transversal al Bistriţei între Dorna Arini şi Zugreni, Puciosu, Fierul, Argestru, Chilia, Rusca etc). Ca efect al influenţei structurii geologice asupra reliefului, racordurile dintre sectoarele longitudinale şi cele transversale ale aceloraşi văi sau confluenţele dintre văi de acelaşi ordin sau de ordine diferite se realizează sub unghiuri apropiate de 90º.

În ansamblu, caracterul morfografic al Masivului Giumalău este personalizat de tranziţia care se face între aspectul orografic al Obcinei Mestecănişului (sectorul vestic) şi cel specific Masivului Pietrosu Bistriţei (sectorul estic). Modul de îmbinare al celor două entităţi orografice concură la formarea în cadrul sectorului nordic al Carpaţilor Orientali a unui relief original.

2. 2. Caracteristici morfometrice

Majoritatea elementelor morfometrice ale Masivului Giumalău au ca referinţă actuala reţea de văi care fragmentează acest teritoriu. Ţinând cont de faptul că reţeaua hidrografică s-a instalat pe principalele trasee cel puţin din Sarmaţianul mijlociu, cu continuitate până astăzi, aşa cum dovedeşte analiza depozitelor corelate din regiunea pericarpatică (*I.Donisă*, 1965, 1968), putem considera că liniile majore ale reliefului erau deja conturate încă din prima parte a Sarmaţianului.

Parametri morfometrici ai reliefului determinaţi la un moment dat, sunt într-o continuă dinamică, astfel încât valorile cantitative obţinute aduc câteva elemente definitorii în cadrul unui studiu geomorfologic.

2. 2. 1. Fragmentarea orizontală a reliefului

Fragmentarea reliefului este rezultatul gradului de dezvoltare al reţelei de drenaj, fiind un parametru important în caracterizarea reliefului.

Teritoriul studiat se încadrează, în ansamblul său, unor valori ale densităţii fragmentării reliefului cuprinse între 0,5 - 6 Km/Km^2. Această paletă valorică este expresia unei unităţi montane puternic fragmentate, în care fragmentarea reliefului capătă nuanţe diferite în cadrul celor două sectoare, respectiv sectorul vestic şi cel estic. În sectorul vestic, categoria de densitate cu valori cuprinse între 2 - 3 Km/Km^2 are cea mai mare extindere în suprafaţă. Pe acest fond sunt dispersate o serie de areale insulare, reduse ca suprafaţă, ce aparţin altor categorii de fragmentare. În sectorul estic, fragmentarea reliefului este mai avansată astfel încât categoria 3 - 4 Km/Km^2 ocupă suprafaţa cea mai mare. Arealele ale căror densităţi se încadrează altor categorii au o continuitate mult mai mare decât în sectorul vestic urmărind în special orientarea nord vest-sud estică a culmii Giumalău-Alunu. Limita dintre cele două sectoare poate fi urmărită începând de la vest de zona de confluenţă a Putnişoarei cu Putna. În

continuare urmăreşte spre sud versantul stâng al văii Putna incluzând sectorului estic şi bazinul râului Fierul trece pe partea dreaptă a Putnei, traversează pârâul Putna Mare şi urcă spre cumpăna de ape dintre bazinele Bistriţei şi Moldovei. Aici, partea superioară a interfluviilor, pe care se dezvoltă suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor, este inclusă în sectorul vestic în timp ce, mai spre sud, limita urmăreşte arealele de mare densitate ale bazinelor hidrografice Rusca şi Gheorghiţeni pe care le include sectorului estic.

În sectorul vestic, suprafeţele cu densităţi mai mari de 4 Km/Km^2 sunt foarte restrânse şi se suprapun, în majoritatea cazurilor, unor zone de convergenţă a reţelei de drenaj, ca în cazul bazinelor hidrografice Chilia, Fierul, Putna Mică şi Dracul (Harta nr. 1). Caracterul insular al acestor areale de mare densitate, în sectorul vestic, poate fi o consecinţă a unei ample dezvoltări, la nivelul podurilor interfluviale, a suprafeţei de nivelare Poiana Ciungilor, ce prezintă slabe ondulări şi denivelări. În acelaşi timp, o posibilă cauză a fragmentării avansate, existente în arealele prezentate anterior, este prezenţa în substrat a unor falii tectonice care ar fi putut direcţiona reţeaua de drenaj spre o convergenţă locală, dar şi prezenţa în anumite areale a unor şisturi cristaline de tip sericito-cloritos şi sericito-grafitos care au favorizat într-o anumită măsură eroziunea în adâncime, ca în cazul bazinelor hidrografice Chilia şi Fierul.

Spre deosebire de sectorul vestic, în partea estică a Masivului Giumalău, arealele cu densităţi ale reţelei de drenaj cu valori mai mari de 4 Km/Km^2 sunt mult mai extinse în suprafaţă, remarcându-se totodată şi o mai mare frecvenţă a arealelor cu densităţi mai mari de 5 Km/Km^2.

Bazinele hidrografice ale râurilor Putna Mare şi Timiş se remarcă printr-o densitate mare a reţelei de drenaj, cu valori cuprinse între 4 - 5 Km/Km^2 şi chiar peste 5 Km/Km^2, primele fiind preponderente. În bazinul râului Putna Mare, veritabila zonă de convergenţă hidrografică, poate fi pusă pe seama marii varietăţi litologice, reprezentate de porfiroide de Pietrosu, cuarţite, şisturi cuarţitice, şisturi sericito-cloritoase, sisturi grafito-sericitoase, calcare, etc., precum şi a prezenţei aici a unor falii tectonice dispuse în evantai. Şi în bazinul râului Timiş, marea densitate a reţelei de drenaj poate fi pusă pe seama substratului litologic favorabil constituit din şisturi sericito-cloritoase şi sericito-grafitoase. Alte areale cu densităţi mai mari de 4 Km/Km^2 pot fi observate în bazinele Rusca, Colbu, Izvorul Giumalău şi Frumosu. Culmea Giumalău – Alunu este bine pusă în evidenţă prin densităţi mai mici de 3 Km/Km^2 în timp ce spre partea superioară a sa valorile densităţii scad sub 2 Km/Km^2.

În ansamblu, făcând o analiză a gradului de fragmentare a reliefului aferent celor două sectoare, se poate remarca faptul că sectorul vestic, cu altitudini absolute mai modeste, cu dezvoltarea largă a nivelului de eroziune Poiana Ciungilor, a favorizat dezvoltarea cu caracter insular a arealelor cu densităţi de peste 4 Km/Km^2 şi sub 2 Km/Km^2, în timp ce marea majoritate a suprafeţelor se încadrează categoriei 2 - 3 Km/Km^2. În sectorul estic culmea longitudinală cu orientare nord vest - sud estică face ca arealele să aibă continuitate şi extindere în suprafaţă mai mare decât în sectorul vestic.

Masivitatea culmii Giumalău-Alunu, grefată pe un substrat litologic destul de favorabil eroziunii liniare, a favorizat formarea unei vaste reţele de văi elementare (de ordinul I) dispuse de o parte şi de alta a culmii, aici avîndu-şi obârşiile majoritatea pâraielor mai importante din Masivul Giumalău. În consecinţă arealele cu densităţi cuprinse între 3 şi 4 Km/Km^2 au aici cea mai mare extindere în suprafaţă.

La nivelul întregii unităţi montane studiate, cca. 75% din suprafaţă aparţine categoriilor de densitate cuprinse între 2 – 3 şi 3 – 4 Km/Km^2 valoare ce accentuează faptul că fondul de bază este constituit din cele două clase (Figura nr. II. 1)

Repartiţia medie generală a densităţii fragmentării pe întregul masiv este de

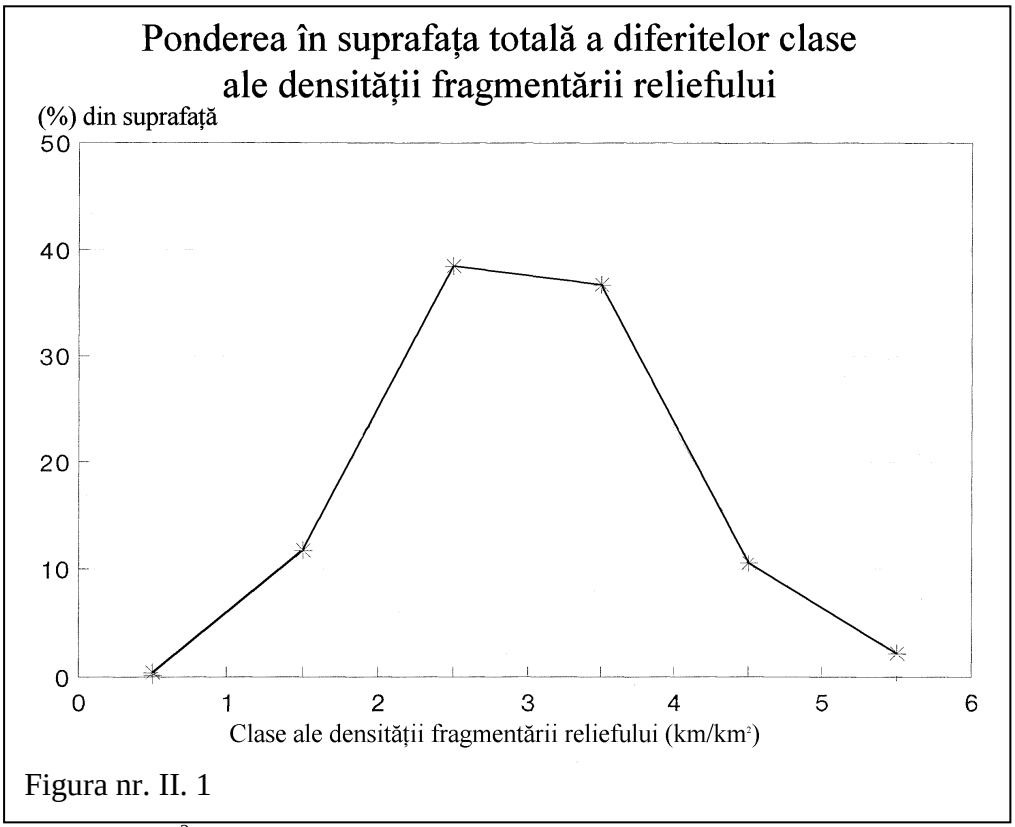


Figura nr. II. 1

circa 3 Km/Km^2, izolinia cu această valoare constituind şi limita de demarcaţie a celor două sectoare menţionate anterior.

Analizând reţeaua actuală de văi din Masivul Giumalău, se poate anticipa că în viitor vor exista zone în care densitatea fragmentării va înregistra o uşoară creştere odată cu mărirea numărului de văi elementare din zonele adiacente nivelelor de eroziune ale sectorului vestic. Acest lucru se va produce şi în partea sudică a masivului, la nivelul bazinelor hidrografice Colbu, Rusca şi Gheorghiţeni unde se constată o pătrundere intensă prin eroziune regresivă a obârşiilor acestor râuri în

detrimentul interfluviilor pe care se dezvoltă fragmentele din suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor.

2. 2. 2. Fragmentarea verticală a reliefului

Repartiţia văilor de diferite ordine de mărime atrage după sine o variaţie însemnată a energiei de relief. În consecinţă, acest fapt denotă necesitatea calculării adâncimii fragmentării reliefului, în funcţie de mai multe generaţii de văi. În cazul Masivului Giumalău suprafaţa acestuia este fragmentată de o reţea de văi ce aparţine celor două mari bazine hidrografice învecinate, respectiv Moldova şi Bistriţa. În acest context, luând în considerare altitudinea maximă absolută, înregistrată în vârful Giumalău (1856,5 m), precum şi cele două minime absolute corespunzătoare sectoarelor aferente celor două mari bazine hidrografice învecinate, respectiv 750 m pentru Bistriţa şi 695 m pentru Moldova, putem considera că, adâncimea maximă a fragmentării reliefului aferentă bazinului hidrografic al Moldovei este de circa 1161 m spre deosebire de valoarea adâncimii maxime a fragmentării reliefului aferentă bazinului hidrografic al Bistriţei, care este de circa 1106 m. Aceste două valori pot fi interpretate ca fiind limitele actuale între care generaţiile mai noi de văi îşi continuă adâncirea, tinzând spre obţinerea unui profil longitudinal de tip "grade".

În acest sens, a fost realizată o ierarhizare a reţelei de drenaj, utilizând sistemul propus de A. N. Strahler (1952), sistem care oferă o bază logică a studiului geomorfologic comparativ al văilor, în raport cu diverşi factori ce determină evoluţia lor.

O dată cu micşorarea ordinului de reţea, adâncimea fragmentării reliefului, calculată în funcţie de nivelul de bază al talvegurilor locale, tinde să înregistreze valori mai mici, invers proporţionale cu creşterea altitudinilor absolute la care se situează talvegurile. Pe măsură ce adâncimea fragmentării reliefului are ca element de referinţă talvegurile râurilor de ordine inferioare, gradul de generalizare al valorilor obţinute se reduce foarte mult, crescând în acelaşi timp gradul de corectitudine datorită raportării acestora la detaliile reliefului.

Având în vedere faptul că teritoriul de care ne ocupăm are o suprafaţă relativ redusă, pentru calculul adâncimii fragmentării reliefului am considerat că metoda propusă de *A. I. Spiridonov* (1952) ar corespunde scopului urmărit, ţinând cont de faptul că „rezultatele obţinute prin aplicarea acestei metode sunt ferite de riscul subiectivismului” *(Irina Ungureanu*, 1978). Pentru construcţia acestei hărţi, am ţinut seama de o serie de aspecte legate de modalitatea de delimitare a bazinelor hidrografice elementare utilizând metoda inflexiunii curbelor de nivel, indiferent de caracterul permanent, temporar sau intermitent al drenajului. Ulterior, în fiecare bazin în parte, precum şi în cadrul suprafeţelor interbazinale au fost ridicate perpendiculare pe curbele de nivel ale versanţilor, de la intersecţiile curbelor de nivel cu talvegul şi până în cumpăna de ape. S-au utilizat hărţi topografice la scara 1: 25.000, cu

echidistanţa curbelor de nivel normale de 10 m, iar în final au fost trasate izolinii ale adâncimii fragmentării reliefului cu echidistanţa de 50 m.

Poziţia dinamică a bazelor locale de eroziune, reflectată prin adâncirea văilor în cadrul treptelor de ansamblu ale reliefului, face ca adâncimea fragmentării reliefului din Masivul Giumalău să fie încadrată într-o gamă largă de valori, cuprinse între câţiva metri şi ajungând până la cca. 450 – 500 m.

Analizând harta adâncimii fragmentării reliefului (Harta nr. 2), se poate observa că arealele caracterizate prin valori ridicate ale acestui element morfometric ocupă suprafeţe relativ restrânse. Arealele cu valori cuprinse între 300 – 500 m au o concentrare mai mare în cadrul bazinului hidrografic Colbu, pe o serie de afluenţi de ordin inferior tributari Bistriţei precum şi pe unele suprafeţe interbazinale ale versantului stâng al văii Bistriţei. De remarcat este faptul că, în majoritatea cazurilor, arealele respective aparţin unor suprafeţe interbazinale cu versanţii foarte slab fragmentaţi de eroziunea lineară, versanţi ce aparţin unor văi de ordin III, IV, V sau cum am menţionat anterior direct văii Bistriţei.

Putem concluziona că, la nivelul văilor de ordin inferior respectiv II şi I datorită creşterii altitudinii absolute la care se situează talvegurile, adâncimea fragmentării nu depăşeşte valoarea de 300 m. Deosebit de relevant este cazul vârfului Giumalău care înregistrează altitudinile cele mai ridicate din masiv având valori ale adâncimii fragmentării ce nu depăşesc 250 m, deoarece este intercalat de bazine hidrografice de ordinul I şi II.

Areale cu adâncimea fragmentării de peste 300 m au fost determinate în bazinul hidrografic al Putnei Mari, pe versantul nord-estic al vârfului Sterparul (1434 m), precum şi în bazinul hidrografic al pârâului Frumos, pe versantul estic al văii principale. În ansamblu, arealele cu valori mai mari de 300 m ocupă cca. 0,22 % din suprafaţa Masivului Giumalău.

Areale destul de importante ca suprafaţă, având adâncimea fragmentării reliefului mai mică de 50 m, sunt grupate pe partea stângă a văii Bistriţei, la nivelul teraselor şi a glacisurilor de acumulare, precum şi în lungul văii Putnei, îndeosebi în sectorul longitudinal. Aceeaşi categorie se află poziţionată de o parte şi de alta a talvegurilor râurilor adâncite în sectoarele central şi vestic ale masivului, extinzându-se la partea inferioară a versanţilor ce aparţin următoarelor bazine hidrografice: Putna Mare, Putna Mică, Putnişoara, Puciosu, Fierul, Argestrul, Chilia şi Gheorghiţeni.

În sectorul estic al Masivului Giumalău, văile au un profil transversal mai îngust ceea ce face ca această categorie morfometrică să fie mai restrânsă în suprafaţă (bazinele hidrografice ale pâraielor Colbu şi Rusca).

Suprafeţele cu adâncimea fragmentării cuprinsă între 50 şi 300 m sunt dispersate pe toate ordinele de mărime ale bazinelor hidrografice din Masivul Giumalău, această categorie ocupând versanţii până la nivelul cumpenelor de apă.

Dat fiind faptul că 94 % din suprafaţa luată în studiu prezintă valori ale adâncimii fragmentării reliefului de sub 150 m (Figura nr. II. 2), determinând în

această privinţă o anumită nuanţă de uniformitate, situaţia se poate pune pe seama gradului avansat de fragmentare orizontală a reliefului precum şi a lăţimii considerabile a văilor principalelor râuri colectoare din regiune, respectiv Bistriţa pe rama vestică şi sudică şi Moldova cu afluenţii săi, Putna şi Izvorul Giumalăului, pe rama nordică şi estică.

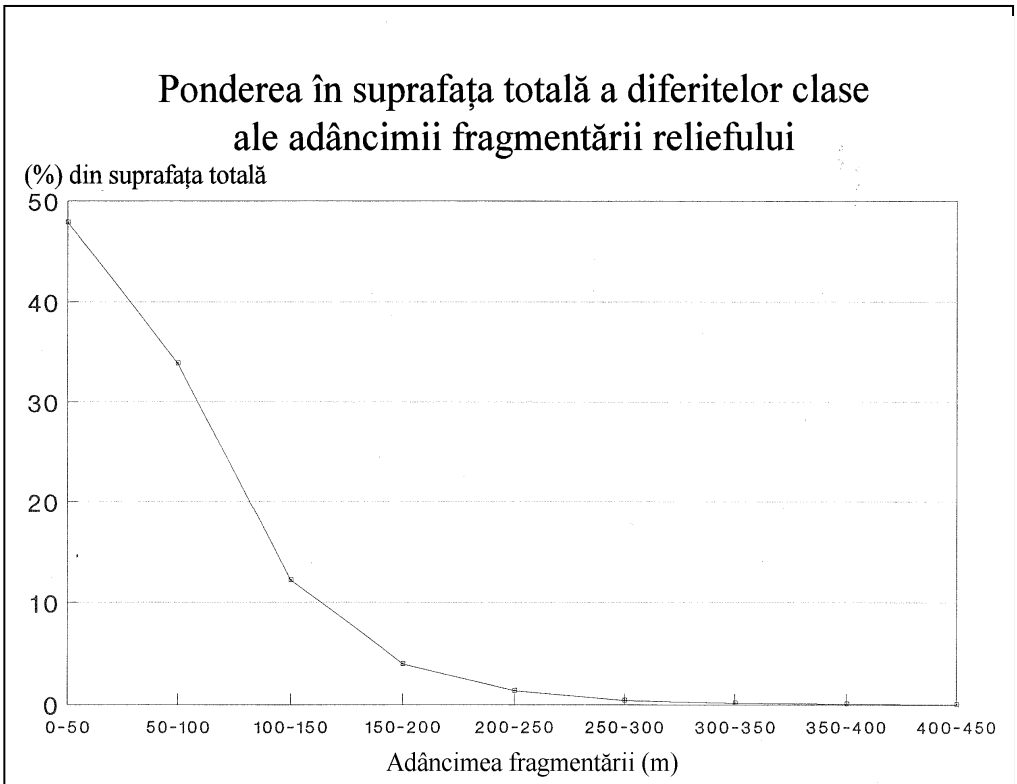


Figura nr. II. 2

Sectorul mijlociu al pârâului Putna, aflat în zona centrală a Masivului Giumalău, se constituie ca un nivel de bază local, având talvegul cu cca. 100 m mai ridicat decât talvegul Bistriţei şi cu cca. 200 m mai sus faţă de cel al Moldovei. Această situaţie a dus la atenuarea tendinţei de adâncire a râurilor afluente în acest sector cu consecinţe în menţinerea unor valori reduse ale adâncimii fragmentării reliefului.

La confluenţa pârâului Rusca cu Bistriţa, talvegul Bistriţei se află cu cca. 130 m mai jos faţă de cel al Putnei. Acest lucru a indus pârâului Rusca o mare vigurozitate erozivă „înaintând regresiv" în zona de obârşie, fapt ce va duce în viitor la o deplasare continuă spre nord a aliniamentului cumpenei de ape dintre Putna şi Rusca, în detrimentul bazinului hidrografic al Putnei. În amonte, pe Bistriţa, diferenţele

altitudinale dintre talvegurile celor doi colectori se estompează treptat până când ajung în situaţia în care, la confluenţa pârâului Pucios cu Bistriţa, altitudinea absolută să fie aproximativ egală cu altitudinea absolută a talvegului văii Putna, în zona de confluenţă cu Putnişoara.

În sectorul estic, nivelurile de bază locale ale celor două pâraie, ce constituie limita cu Masivul Rarău sunt diferite, astfel încât pentru Izvorul Giumalăului nivelul local de bază constituit de râul Moldova este cu cca. 50 m mai coborât decât nivelul de bază local al pârâului Colbu determinat de râul Bistriţa. Repartiţia valorilor adâncimii fragmentării reliefului indică zonele în care eroziunea în adâncime şi intensitatea pătrunderii regresive a obârşiilor sunt mult mai accentuate (extremitatea sudică şi sud-estică a teritoriului luat în studiu), profilele longitudinale ale văilor fiind într-un stadiu de evoluţie mai puţin avansat prezentând numeroase ruperi de pantă, spre deosebire de profilul longitudinal al pârâului Putna, mult mai evoluat, cu o concavitate superioară faţă de cea a pâraielor ce sunt afluenţi de stânga ai Bistriţei şi cu evidente diferenţieri între compartimentul sud-estic şi restul teritoriului.

2. 2. 3. Potenţialul hipsometric al reliefului

Modul de grupare al treptelor altimetrice ale formelor de relief din Masivul Giumalău (Harta nr. 3), poate fi considerat ca o rezultantă a caracteristicilor indicilor densităţii şi adâncimii fragmentării reliefului. Cele mai mari valori absolute se întâlnesc în culmea Giumalău-Alunu, aceasta menţinându-se în general la altitudini de peste 1600 m între vârful Alunu (1665 m), situat în nord nord-vest, şi vârful Giumalău (1856,5 m) situat în sud-est.

Vârful Giumalău deţine altitudinea maximă absolută din această unitate montană. Din punct de vedere al extinderii în suprafaţă a treptelor altitudinale de peste 1400 m, putem preciza că, datorită puternicei pătrunderi de pe flancul vestic a reţelei, aparţinând bazinului hidrografic Putna, un important sector situat între interfluviile Poiana Ciungilor şi Poiana Sapelor, care iniţial a avut altitudini de peste 1400 m, a coborât altitudinal până la cca. 1000 – 1100 m. Astfel, arealele ale căror trepte altitudinale depăşesc 1400 m deţin în prezent cca. 9,5 % din suprafaţa totală, procent din care, datorită extinderii suprafeţei de nivelare Poiana Cerbului, treapta altimetrică 1400 – 1600 m deţine cca. 8 %. Diferenţa de 1,5 % din suprafaţă este atribuită treptelor de peste 1600 m altitudine, întâlnite doar în culmea Giumalău-Alunu, cu aspect de creastă, ce prezintă o serie de lărgiri, cum sunt cele din zona vârfurilor Alunu şi Giumalău. Acţiunea reţelei hidrografice, în sens regresiv, a ajustat vârful Giumalău astfel încât, din punct de vedere orografic, are alura unei cupole alungite pe direcţia nord-sud care prezintă mici contraforţi dispuşi radiar cu altitudini ce nu depăşesc 1600 m.

Dacă în partea centrală a culmii longitudinale din sectorul estic altitudinile nu coboară sub 1500 m, spre marginile acestui „bloc hipsometric” descresc până la

aproximativ 695 m în nord, la confluenţa pârâului Izvorul Giumalăului cu Moldova, iar în sud la cca. 750 m, la confluenţa pârâului Colbu cu Bistriţa.

A doua treaptă hipsometrică este mai joasă şi corespunde sectorului central-vestic al masivului incluzând culmea paralelă cu Giumalău-Alunu cu orientare nord vest-sud est, precum şi una transversală pe cele două, ce face legătura între ele şi se continuă spre sud-vest până în vârful Bărnărel şi culmea Drăncani. Culmea Poiana Runcului-Mestecăniş se menţine în general la altitudini de peste 1100 m din Pasul Mestecăniş, în nord-vest, până în zona Poiana Runcului, în sud-est, unde vine în contact cu culmea perpendiculară ce are orientare nord est – sud vest.

Pe suprafaţa acesteia, apar, din loc în loc, martori de eroziune ce se situează altitudinal la peste 1200 m (Piciorul Lat). Este de două ori mai scurtă decât culmea Giumalău-Alunu, iar spre vest prezintă o serie de interfluvii secundare perpendiculare (culmea Clopaci la nord şi culmea Oalei la sud). În culmea secundară a Oalei treapta hipsometrică 1200 – 1400 m ocupă o suprafaţă destul de însemnată, altitudinea maximă fiind înregistrată în vârful Oalei (1331 m).

Culmea transversală Poiana Ciungilor-Bărnărel are aproximativ aceeaşi lungime ca şi culmea Poiana Runcului-Mestecăniş, dar, spre deosebire de aceasta, treapta hipsometrică 1200 – 1400 m deţine o suprafaţă mult mai însemnată şi ocupă partea superioară a culmii, în timp ce treapta hipsometrică 1100 – 1200 m mărgineşte treapta superioară, suprapunându-se sectoarelor superioare ale versanţilor cu pante mai domoale. Altitudinea maximă a acestei culmi se înregistrează în vârful Bărnărel (1321 m).

Pe ansamblu, datorită extinderii suprafeţelor ce aparţin treptei hipsometrice 1100 – 1400 m, ponderea acestei categorii în suprafaţa totală este de cca. 41%, fapt ce poate fi pus pe seama extinderii suprafeţei de nivelare Poiana Ciungilor la nivelul celor două culmi longitudinale şi a culmilor secundare.

Cea de-a treia treaptă hipsometrică 800 – 1100 m are o largă extindere tot în partea central-vestică a unităţii luată în studiu, cu o amplă dezvoltare la nivelul bazinului hidrografic al Putnei, iar în vest şi sud, la nivelul bazinelor hidrografice ale pâraielor tributare Bistriţei, respectiv: Puciosu, Fierul, Argestru, Chilia, Gheorghiţeni, Rusca şi Colbu. În partea nord-estică, ocupă o suprafaţă importantă la nivelul bazinului hidrografic al pârâului Izvorul Giumalăului. Ponderea acestei trepte hipsometrice în suprafaţa totală este de cca. 46% (Figura nr. II. 3).

În afara celor trei trepte hipsometrice amintite, areale ale căror altitudini coboară sub 800 m, pot fi întâlnite pe suprafeţe foarte restrânse în extremitatea nordică, pe valea Moldovei, precum şi în partea sud-vestică a masivului, la nivelul văii Bistriţei, totalizând cca. 3% din suprafaţa totală.

Procesele de eroziune fluvială, exercitate în mod deosebit la nivelul bazinului hidrografic al Putnei, precum şi la nivelul afluenţilor Bistriţei, au determinat restrângerea suprafeţei hipsometrice situată deasupra altitudinii de 1100 m condiţionând, împreună cu alte categorii de procese geomorfologice, creşterea în suprafaţă a categoriei hipsometrice cuprinse între 800 - 1100 m.

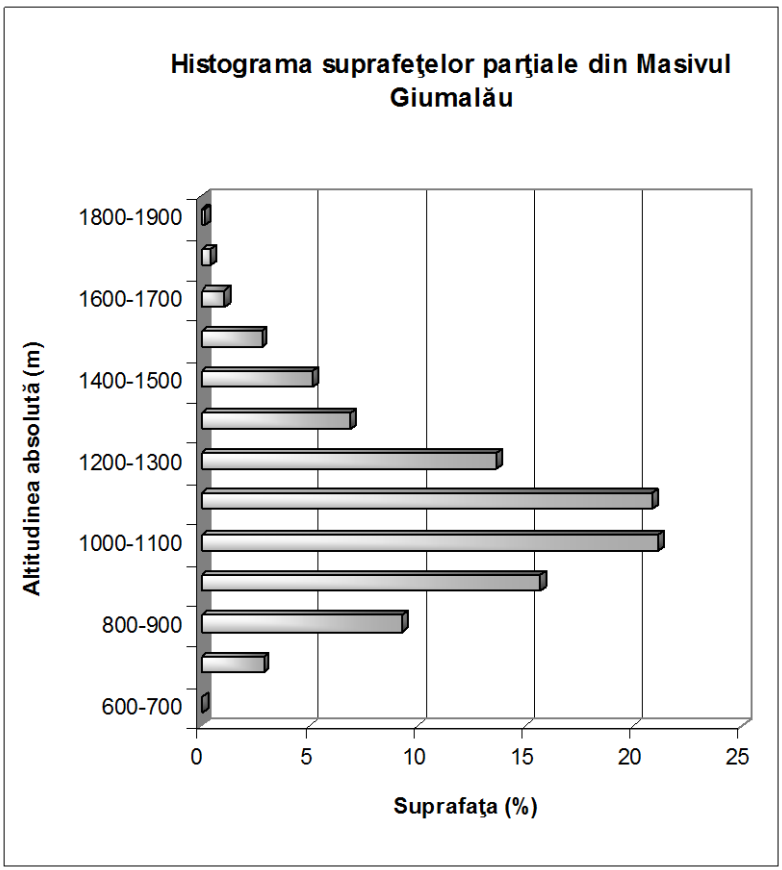


Figura nr. II. 3

Modul în care structura şi petrografia rocilor metamorfice s-au impus în relief, sub acţiunea factorului denudaţional, constituie cauzele permanentei modificări a raporturilor dintre suprafeţele treptelor hipsometrice.

Histograma suprafeţelor parţiale executată la un ecart altitudinal de 100 m (Figura nr. II. 3), relevă faptul că cele mai frecvente altitudini apar în clasele delimitate de curbele de nivel de 1000 şi 1200 m. Descreşterea accentuată a mărimii barelor la partea superioară a graficului evidenţiază scăderea treptată a suprafeţelor aferente claselor altimetrice superioare. Această situaţie imprimă histogramei o concavitate accentuată, orientată în sus, aferentă intervalului de altitudine 1200 - 1856 m. La partea inferioară a graficului, pe intervalul de altitudine cuprins între 1000 şi 700 m, reducerea dimensiunilor barelor este constantă datorită faptului că suprafeţele claselor altitudinale mai mici de 1000 m scad direct proporţional cu altitudinea.

În opinia lui A. N. Strahler, o integrală hipsometrică (I.H.) cu valori mari sugerează un relief aflat în stadiul de tinereţe. Denudarea duce în timp la o modificare

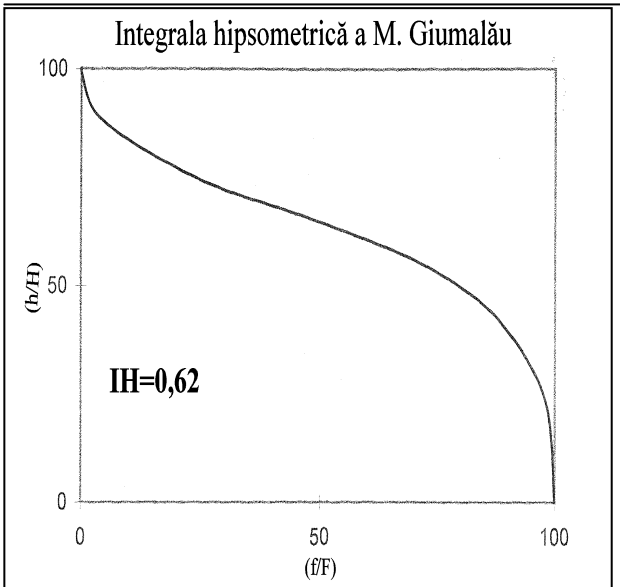


Figura nr. II. 4

a curbei hipsometrice care în faza de maturitate are un traseu aproape rectiliniu, dar cu o formă aproximativă de „S", cu I.H. în jur de 0,5, în timp ce în faza de bătrâneţe a reliefului curba devine concavă, iar I.H. se reduce mult.

În ceea ce priveşte integrala hipsometrică a Masivului Giumalău (Figura nr. II. 4) se constată o relativă tinereţe a reliefului, dat fiind faptul că indicele integralei este I.H.=0,62, deci, actualmente, relieful se află într-un plin proces de evoluţie spre un stadiu de maturitate.

2. 2. 4. Declivitatea reliefului

Unitatea luată în studiu poate fi caracterizată ca deţinând un larg spectru al categoriilor de pantă. Complexitatea declivităţii reliefului îşi are originea la nivelul unor cauze şi factori de natură regională, dar şi în prezenţa unor particularităţi strict locale. Dintre cauzele de fond ale caracteristicilor declivităţii putem considera ca făcând parte atât raporturile dinamice stabilite între densitatea şi adâncimea fragmentării reliefului, precum şi procesul de evoluţie al suprafeţelor morfologice, cu diferite grade de înclinare. Sub aspect general, substratul geologic, pe care sunt grefate formele de relief, poate fi caracterizat ca fiind relativ omogen din punct de vedere petrografic, datorită faptului că aici aflorează în cea mai mare parte roci metamorfice. La nivelul respectivei categorii de roci însă, spectrul litologic se diversifică destul de mult, astfel încât acestea prezintă o comportare diferenţiată faţă de procesele şi specificul denudaţiei.

Un rol important în cadrul factorilor cauzali, care participă la conturarea categoriilor de pante, îl deţine eroziunea cu formele ei multiple de manifestare, atât la nivelul văilor cât şi dincolo de limitele acestora. Tot aici trebuie încadrate şi anumite tipuri de acţiune ale proceselor gravitaţionale ce se manifestă la nivelul versanţilor şi al altor categorii de suprafeţe morfologice înclinate. Între cauze, procesele periglaciare ce au avut loc în cuaternar au influenţat dinamica diferitelor categorii de pantă, mai ales la nivelul versanţilor cu expoziţie nordică *(I. Bojoi*, 1978). Toate aceste componente cauzale funcţionează pe fondul general de manifestare al condiţiilor morfoclimatice regionale, dintre care un rol deosebit îl deţin tipurile de precipitaţii

atmosferice şi variaţiile înregistrate de regimul termic sezonier şi în mare parte de cel diurn. De asemenea, nu este mai puţin important şi rolul pe care-l are vegetaţia, în special cea forestieră în privinţa stabilităţii pantelor accentuate, cât şi în privinţa accelerării sau întârzierii ritmului de evoluţie al profilului de echilibru al suprafeţelor morfologice înclinate.

Pentru elaborarea hărţii pantelor, întregul teritoriu a fost divizat în areale geometrice cu latura de 100 m având suprafaţa de 1 ha, pentru care au fost calculate pantele ca fiind raportul dintre diferenţa de nivel şi lungimea unităţii de referinţă. În final, pentru fiecare categorie de pantă a fost folosit câte un semn convenţional astfel încât, la nivelul hărţii finale nu apar decât o serie de simboluri dispuse liniar pe toată suprafaţa hărţii (Harta nr. 4).

Din analiza distribuţiei categoriilor de declivitate din Masivul Giumalău se

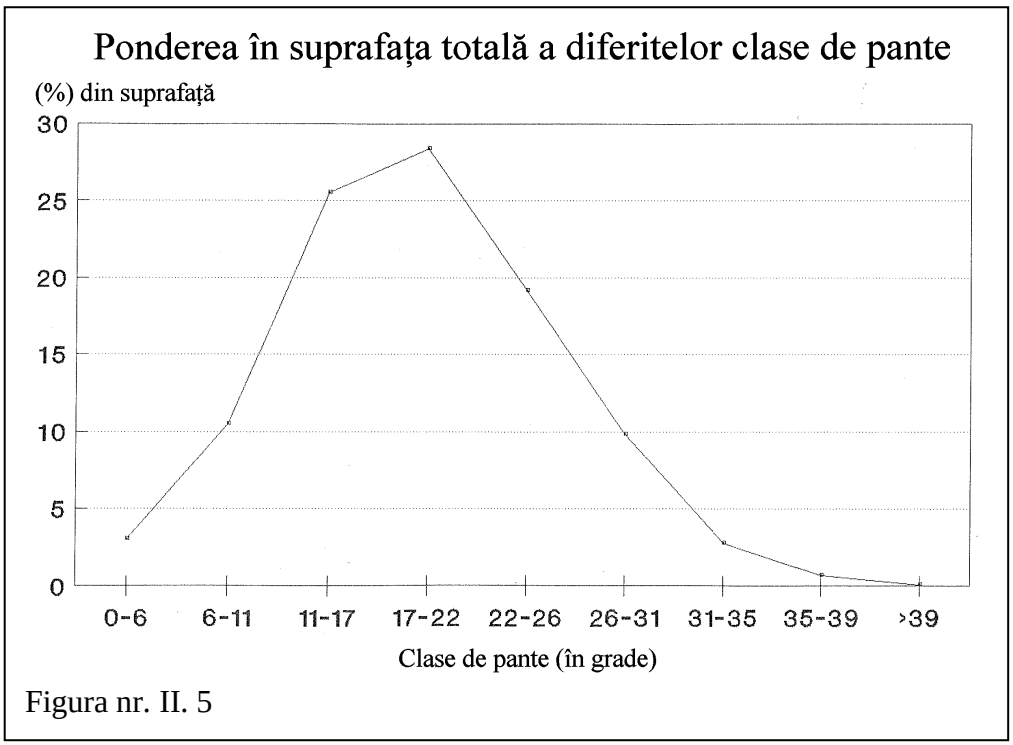


Figura nr. II. 5

constată că există o concentrare sau o grupare a lor pe areale distincte. Astfel, suprafeţele morfologice ale căror declivităţi se încadrează categoriei 0 - 6° aparţin, din punct de vedere genetic, teraselor şi luncilor râurilor precum şi podurilor interfluviale aferente suprafeţei de nivelare Poiana Ciungilor. Acestor categorii de pantă li se încadrează şi arealele de contact dintre versanţi şi podurile teraselor pe care s-au dezvoltat o serie de glacisuri. Din graficul diferenţierii suprafeţelor cu diferite

categorii de pantă (Figura nr. II. 5), se poate constata că doar cca. 3% din suprafaţa totală aparţine respectivei categorii.

Categoria superioară de pantă, cu valori cuprinse între 6 - 17°, are o dezvoltare mai extinsă, deţinând cca. 36% din suprafaţa totală şi aparţine, în special, părţii superioare a versanţilor precum şi a culmilor din sectoarele central şi de vest ale masivului. În sectorul estic, la nivelul culmii Giumalău-Alunu, suprafeţele ce aparţin acestei categorii sunt foarte restrânse constituind în majoritatea cazurilor areale de contact dintre sectoarele cu înclinare mare ale versanţilor şi platourile interfluviale.

Suprafeţele morfologice ale căror pante se încadrează categoriei 17 - 31^o deţin cca. 57% din suprafaţa totală, grupându-se în special în partea estică a masivului, formând, pe unele sectoare, aliniamente continue ca în cazul versanţilor culmii principale.

În sectorul central-vestic această categorie ocupă partea inferioară a versanţilor din bazinele hidrografice ale pârâielor Putna Mică, Fieru, Argestru, Chilia şi Gheorghiţeni, având un caracter izolat.

Areale cu aspect insular, ce aparţin categoriei de pantă > 31^o, deţin o pondere de cca. 3 % din suprafaţa totală şi sunt mai răspândite în jumătatea estică a masivului, îndeosebi în bazinul pârâului Colbu, dar şi în bazinele pârâielor Putna Mare, Frumos, Izvorul Giumalăului şi Rusca, unde pantele foarte accentuate corespund îndeosebi părţii inferioare ale unor versanţi de tip convex, cu o declivitate de până la 50^o. Suprafeţe restrânse de versanţi cu declivităţi de peste 31^o pot fi observate şi în partea vestică a masivului, în sectorul inferior al unor versanţi de tip convex din bazinele Gheorghiţeni, Chilia, Argestru şi Fierul.

În ceea ce priveşte sectoarele de versanţi cu pante mai mari de 50^o, acestea apar doar izolat şi aparţin abrupturilor şi martorilor de gelifracţie. Astfel de situaţii pot fi identificate în bazinele hidrografice ale pârâielor Rusca şi Sterparul, unde văile sunt adâncite în roci mezometamorfice de tipul gnaiselor porfiroide de Pietrosu.

În ansamblu, extinderea bazinului hidrografic al pârâului Putna, în zona centrală a masivului, a determinat o fragmentare avansată a reliefului, însoţită de creşterea ponderii versanţilor cu declivităţi pronunţate în detrimentul suprafeţelor interfluviale ce aparţin platformei de nivelare Poiana Ciungilor.

Cunoaşterea reliefului din cadrul Masivului Giumalău nu poate fi întregită fără o anumită exprimare cantitativă a trăsăturilor specifice diversităţii formelor acestuia, astfel încât, aspectele morfometrice evidenţiate au menirea de a fi complementare cercetării geomorfologice de teren.

3. Factorii morfogenetici

În cadrul sistemului geomorfologic din Masivul Giumalău, acţionează o serie de factori intrinseci, reprezentaţi de substratul geologic, climat, hidrografie, vegetaţie, soluri, precum şi factori extrinseci induşi în sistem de manifestările antropice. La rândul lor, factorii intrinseci se pot clasifica în două categorii: endogeni şi exogeni.

3. 1. Factorii intrinseci endogeni sunt reprezentaţi de substratul geologic, individualizat pe parcursul unui proces de lungă durată, în care au fost puse în loc cele trei unităţi tectonice alpine dispuse în pânze aparţinând zonei cristalino-mezozoice. Aceste pânze sunt: Bucovinică, Sub-bucovinică şi Infrabucovinică.

3. 1. 1. Litostratigrafia Masivului Giumalău

3. 1. 1. 1. Pânza Bucovinică

Această unitate tectonică, din zona central-est-carpatică, se consideră că este constituită dintr-o serie de patru pânze prealpine: pânza de Rarău, pânza de Putna, pânza de Pietrosu Bistriţei şi pânza de Rodna. În unitatea montană studiată, s-a constatat prezenţa în cadrul pânzei Bucovinice doar a trei pânze prealpine: de Putna, Pitrosu Bistriţei şi Rodna, prima având o suprafaţă de aflorare destul de însemnată, în timp ce pânzele de Pietrosu Bistriţei şi Rodna aflorează pe suprafeţe foarte restrânse, în partea centrală şi de sud-est. Cele trei pânze, poziţionate între planul de şariaj al pânzei de Rarău şi planul de şariaj al pânzei Sub-bucovinice, prezintă, la rândul lor, între ele, o serie de planuri de discontinuitate tectonică. Aceste discontinuităţi au stat la baza delimitării celor trei pânze prealpine cunoscute şi sub denumirea de "serii" respectiv: “seria de Tulgheş” pentru pânza de Putna, “seria de Negrişoara” pentru pânza de Pietrosu Bistriţei şi “seria de Rebra” pentru pânza de Rodna.

Geneza acestor pânze prealpine, poate fi legată de formarea unor plane de forfecare, mai mult sau mai puţin paralele, în cuprinsul unei succesiuni litostratigrafice normale (M. Săndulescu, 1984). Vârsta acestor pânze este preliasică, după cum demonstrează Balintoni (1981) şi Mureşan (1983), deoarece corpurile de roci eruptive de la Ditrău traversează planele de şariaj. De asemenea şi Săndulescu (1984) le consideră tot de vârstă prealpină, întrucât şariaje de soclu intra-triasice nu sunt cunoscute în Dacidele mediane şi datorită faptului că pe planul lor de forfecare nu sunt prinse depozite mezozoice.

3. 1. 1. 1. 1. Pânza de Putna

La alcătuirea acestei pânze participă roci metamorfice ale grupului (seriei) de Tulgheş, aparţinând formaţiunilor Tg_1, Tg_2 şi Tg_3.

Formaţiunea Tg_1 (Complexul inferior)

Limita inferioară a formaţiunii este dată de planul de şariaj al pânzei de Putna peste pânza de Pietrosu Bistriţei, iar cea superioară, de baza primului nivel de cuarţite negre din formaţiunea Tg_2. Aflorează pe suprafeţe mari în zona central-sudică a Masivului Giumalău. Rocile acestei formaţiuni constituie, în parte, substratul litic al culmii Giumalău-Alunu, cu altitudinea maximă în vârful Giumalău. Totodată, ocupă suprafeţe mari în bazinele hidrografice ale pâraielor Timiş şi Putna.

Succesiunea stratigrafică începe printr-o alternanţă de şisturi cuarţoase muscovito-cloritoase feldspatice, micaşisturi retromorfe şi paragnaise biotitice în care se intercalează unul sau două nivele de roci cuarţo-feldspatice cu structură gnaisică.

În succesiune urmează cuarţite negre translucide (elementul petrografic caracteristic formaţiunii Tg_1), metatufuri şi metatufite acide, şisturi clorito-sericitoase şi şisturi oculare. Succesiunea se încheie cu şisturi cuarţitice sericito-cloritoase feldspatice, rubanate.

Formaţiunea Tg_2 (Complexul median)

Limita inferioară se consideră că este dată de baza primului nivel de cuarţite negre ce se află poziţionat peste formaţiunea Tg_1, iar limita superioară este dată de nivelul superior de cuarţite negre.

În cadrul acestui complex median, se constată că în Masivul Giumalău şisturile sericito-cloritoase şi cele sericito-grafitoase aflorează pe suprafeţe extinse urmate ca pondere de nivelele de cuarţite negre care aflorează în fâşii cu orientare nord vest-sud estică. Pe suprafeţe restrânse, mai apar calcare cristaline, metatufuri acide precum şi o serie de şisturi grafito-sericitoase. Menţionăm că şi acestea sunt dispuse în fâşii cu lăţimi cuprinse între 100 şi 300 m, având aceeaşi orientare şi fiind fragmentate transversal de falii.

Cele mai mari areale de aflorare ale formaţiunii Tg_2 se află situate de-a lungul versantului nord-estic al culmii Giumalău-Alunu şi în partea central-nordică a masivului.

Formaţiunea Tg_3 (Complexul superior)

Este o unitate bine reprezentată, în teritoriul luat în studiu, ce aflorează în partea nord-estică în apropierea limitei cu Masivul Rarău. Această formaţiune constituie substratul geologic al celei mai mari părţi din versantul nord-estic al culmii longitudinale. Pe o suprafaţă importantă aflorează şi în bazinul hidrografic Timiş, afluent de dreapta al Putnei.

În cadrul acestei formaţiuni sunt prezente trei unităţi litostratigrafice cu rang de membru: Gîrbele, Fundu Moldovei şi Moroşan.

(a) Membrul Gîrbele

Este constituit în cea mai mare parte din şisturi sericito-cloritoase şi sericito-grafitoase. Acestea aflorează sub formă de benzi orientate pe direcţia NV-SE. Între ele, tot sub formă de benzi, sunt dispuse metatufuri riolitice şi metatufuri acide. Pe suprafeţe reduse se mai găsesc cuarţite negre dispuse în benzi cu lăţimi de maxim 100 m.

(b) Membrul Fundu Moldovei

Fondul litologic predominant al acestui membru, ce aflorează pe teritoriul studiat, este constituit din metatufuri şi metatufuri riolitice, asociate cu şisturi cuarţitice-sericitoase. În succesiunea litologică a acestui membru, mai apar şi metatufuri riolitice, şisturi sericito-cloritoase, sericito-grafitoase şi sericito-feldspatice precum şi succesiunea litologică denumită "nivelul cu sulfuri Dealul Negru", constituită din şisturi cloritoase, sericito-cloritoase, cuarţitice sericitoase cu impregnaţii de pirită şi sulfuri polimetalice.

(c) Membrul Moroşan

Poate fi caracterizat printr-un areal restrâns de aflorare, constituit din şisturi sericito-cloritoase şi clorito-sericitoase în intercalaţie cu benzi de cuarţite negre, şisturi cloritoase albitice şi metatufuri acide. Pe toată suprafaţa de aflorare, acest membru este flancat de succesiuni litologice ce aparţin membrului de Fundu Moldovei.

3. 1. 1. 1. 2. Pânza de Pietrosu Bistriţei

Aflorează în partea de sud şi de sud-est a teritoriului luat în studiu, de sub pânza de Putna, fiind dispusă la rândul ei peste pânza de Rodna. Prezintă variaţii mari de grosime, iar pe anumite porţiuni se întrerupe (în jurul ferestrei tectonice Arseneasa). Lăţimea maximă de aflorare este înregistrată în perimetrul bazinului hidrografic al pârâului Rusca unde, datorită îndepărtării prin eroziune a pânzei de Putna ce o acoperă, aflorează pe o lăţime de cca. 3 km. Pe suprafeţe destul de mari, aflorează şi la sud de vârful Giumalău, continuându-se, prin valea Bistriţei, până în Masivul Pietrosu Bistriţei.

Denumirea de "Pânza de Pietrosu Bistiţei" a fost propusă pentru prima dată de Balintoni şi Gheuca (1977), care au atribuit acestei unităţi tectonice formaţiunile de Negrişoara şi Pietrosu Bistriţei.

Formaţiunea de Negrişoara

Limita inferioară a acestei formaţiuni este dată de planul de şariaj al pânzei de Pietrosu Bistriţei peste pânza de Rodna, iar cea superioară este dată de planul ce se situează la baza rocilor porfiroide de tip Pietrosu. Datorită unei oarecare monotonii petrografice, a fost greu de stabilit o succesiune stratigrafică concludentă, greutatea datorându-se şi faptului că, din punct de vedere petrografic, se aseamănă cu partea superioară a pânzei de Rodna (Balintoni şi Gheuca, 1977). Acestei formaţiuni îi este atribuită o asociaţie de roci retromorfe constituită din paragnaise laminate, cu sau fără granaţi, cu rubanare evidentă, gnaise fine cu biotit, rubanate şi micaşisturi retromorfe foarte laminate.

Formaţiunea de Pietrosu Bistriţei

În componenţa acestei formaţiuni, sunt incluse exclusiv roci porfiroide de Pietrosu a căror suprafaţă de aflorare în Carpaţii Orientali a fost estimată la mai multe sute de kilometri pătraţi.

Formaţiunea de Pietrosu Bistriţei este limitată la partea inferioară de retromorfitele formaţiunii de Negrişoara, iar la partea superioară de planul de şariaj al pânzei de Putna.

Referitor la originea acestor porfiroide, într-un articol publicat în anul 1977, Balintoni şi Gheuca pun în discuţie câteva elemente cu privire la geneza acestora. Astfel, împotriva caracterului de dyke, sill sau curgere de lave sunt aduse o serie de argumente plauzibile care atestă faptul că gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriţei reprezintă o formaţiune tufogenă subaeriană, care s-a depus pe o suprafaţă de eroziune premetamorfă, modelată în rocile din care au provenit paragnaisele cuarţitice cu biotit, aflate dedesubtul lor.

De asemenea, datorită faptului că acestea îşi reduc mult grosimea de la est la vest ajungând să formeze chiar nivele discontinue, şi că prezintă variaţii mari de grosime pe distanţe scurte, autorii sus menţionaţi consideră că una din cauze ar fi modul de depunere al materialului tufogen, dar şi eroziunile repetate ce au avut loc ulterior metamorfismului iniţial al formaţiunii de Pietrosu. Porfiroidele, datorită laminării intense şi retromorfismului avansat, prezintă aspecte foarte diferite, având culoarea verde cenuşiu, verde închis şi sunt mai mult sau mai puţin compacte (funcţie de gradul de tectonizare). Au textură şistoasă şi mai rar rubanată (gnaisică) şi structură blastoporfirică, caracterizată prin prezenţa unor fenocristale relicte de feldspat şi cuarţ albăstrui.

3. 1. 1. 1. 3 Pânza de Rodna

Aflorează în partea de sud şi sud-est a unităţii pe partea stângă a văii Bistriţei, de la vest de pârâul Gheorghiţeni până la pârâul Colbu. Lăţimea maximă de aflorare a acestei pânze, în cadrul teritoriului studiat, este de cca. 1,5 km, înregistrată în partea inferioară a bazinului hidrografic Gheorghiţeni. În restul arealului, datorită faptului că este acoperită, pe cea mai mare parte a sa, de pânza de Pietrosu Bistriţei, are lăţimi reduse sau chiar dispare sub aceasta pe anumite porţiuni (confluenţa pârâului Rusca cu Bistriţa sau în defileul Bistriţei de la Zugreni).

Pe suprafeţe restrânse, aflorează şi în bazinul hidrografic al Putnei în două ferestre tectonice unde este situată deasupra formaţiunilor metamorfice şi sedimentare din pânza Sub-bucovinică. Totodată, peste pânza de Rodna, ce aflorează aici, sunt şariate formaţiuni metamorfice ale pânzei de Pietrosu Bistriţei.

Formaţiunile mezometamorfice din Masivul Giumalău încadrate în prezent pânzei de Rodna, au suscitat de-a lungul timpului o serie de discuţii şi păreri, uneori contradictorii, cu privire la apartenenţa acestora uneia sau alteia dintre pânzele central-est-carpatice. În urma unor argumentaţii aduse în acest sens de Balintoni (1984, 1996), în ultimul timp, se pare că se acceptă teoria conform căreia formaţiunile mezometamorfice, în discuţie, aparţin pânzei de Rodna din pânza Bucovinică.

Este constituită integral din formaţiuni ale seriei de Rebra remarcându-se o stivă groasă de roci carbonatice în care apar intercalate paragnaise, micaşisturi şi

cuarţite albe sau negre. Rocile carbonatice pot fi substituite lateral de celelalte roci menţionate. Pe suprafeţe apreciabile, la baza şi la partea superioară a formaţiunii, apar amfibolite sau gnaise amfibolitice groase care conţin lentile de dimensiuni reduse cu magnetit masiv. Rocile carbonatice sunt reprezentate prin calcare cristaline albe, cenuşii sau rubanate şi dolomite cenuşii sau gălbui.

În ceea ce priveşte formaţiunile carbonatice reprezentând "seria de Ţibău" şi considerate ca lame de rabotaj antrenate în fruntea planului bucovinic (Bercia, 1971, 1975, 1976; Krautner, 1984) în prezent sunt atribuite pe considerentele poziţiei spaţiale şi caracterului petrografic, pânzei de Rodna Bucovinice (Balintoni, 1981, 1984; Moga, 1989).

3. 1. 1. 2. Pânza Sub-bucovinică

Pânza Sub-bucovinică aflorează pe suprafeţe importante pe latura vestică a Masivului Giumalău. După Săndulescu, această pânză corespunde în mare parte pânzei de Rodna-Mestecăniş (Bercia et al., 1971, 1976) sau pânzelor de Rodna şi de Mestecăniş (Mureşan, 1967, 1976; Balintoni, 1981), luate împreună.

În linii generale, în Masivul Giumalău, la alcătuirea acestei pânze alpine iau parte pânzele prealpine de Rarău şi Putna. Celelalte două pânze (de Pietrosu Bistriţei şi de Rodna) nu au fost identificate pe acest teritoriu.

3. 1. 1. 2. 1. Pânza de Rarău (pânza gnaiselor de Rarău)

Într-o accepţiune apropiată de cea actuală, această pânză a fost menţionată prima dată de Popescu Voiteşti (1929) pe baza hărţii lui Anastasiu (1927), (citaţi de I. Balintoni, 1984). Pânza de Rarău a atras atenţia lui Popescu Voiteşti prin faptul că era formată din roci cu grad mai ridicat de metamorfism, poziţionate deasupra celor cu un grad de metamorfism inferior (pânza de Putna). Aflorează în Masivul Giumalău în ferestrele tectonice din bazinul Putnei şi în fereastra tectonică Arseneasa de pe stânga Bistriţei. Este constituită din roci cristalofiliene, peste care repauzează transgresiv şi discordant o cuvertură sedimentară mezozoică.

Menţionăm faptul că şi în prezent această formaţiune metamorfică suscită discuţii privind apartenenţa ei la una dintre cele două pânze alpine, respectiv Infrabucovinică şi Sub-bucovinică. În lucrarea de faţă, s-a considerat că argumentele aduse de Balintoni (1984), care pledează pentru apartenenţa acestor formaţiuni la pânza de Rarău din cadrul pânzei Sub-bucovinice, sunt plauzibile, drept pentru care a fost încadrată ca atare.

Din punct de vedere petrografic, pânza de Rarău, este alcătuită din micaşisturi puternic retromorfozate şi alterate, gnaise şi roci cuarţitice cu muscovit, migmatite oculare, şisturi cuarţitice sericito-cloritoase, şisturi clorito-sericitoase cu porfiroblaste etc.

Cuvertura sedimentară mezozoică a pânzei de Rarău

Depozitele sedimentare ale pânzei de Rarău Sub-bucovinică se caracterizează prin grosimea foarte redusă, precum şi prin numeroase lacune stratigrafice. Comparativ cu seria sedimentară a pânzei de Rarău Bucovinică, se remarcă asemănarea generală a litostratigrafiei triasicului, precum şi diferenţe însemnate între cele două pânze la nivelul litofaciesurilor depozitelor jurasice şi neocomiene. Tot în sedimentarul pânzei de Rarău Bucovinică au fost determinate o serie de depozite permiene (de tip Verrucano) care se pare că în general, lipsesc din formaţiunile sedimentare ale pânzei de Rarău Sub-bucovinice.

Depozitele sedimentare ale acestei pânze se dispun transgresiv şi discordant peste formaţiunile mezometamorfice din bază. La alcătuirea depozitelor sedimentare, participă unităţi litologice triasice reprezentate de conglomerate şi gresii de vârstă seissiană peste care stau calcare şi dolomite campilian-anissiene.

Conglomeratele au un aspect masiv, compact şi sunt foarte dure. La alcătuirea acestora, participă elemente de cuarţ sau, mai rar, elemente de şisturi cristaline prinse într-un ciment silicios. Spre partea superioară a pachetului de conglomerate, mărimea elementelor prinse în matrice descreşte, fapt ce duce la o trecere treptată spre microconglomerate şi gresii silicioase.

În continuitate de sedimentare, peste nivelul conglomeratic grezos, se dispune un pachet de dolomite şi calcare dolomitice compacte care, pe alocuri, au caracter brecios. Deasupra acestora, urmează o succesiune de pachete de siltite roşii silicioase, jaspuri şi calcare cenuşii de vârstă ladiniană peste care repauzează un pachet consistent de gresii calcaroase limonitice, gresii limonitice şi siltite negricioase de vârstă liasică. Seria sedimentară Sub-bucovinică aflorează de sub pânza Bucovinică într-o serie de ferestre tectonice din bazinul hidrografic al Putnei. Comparativ cu seria sedimentară Bucovinică (peste 1000 m grosime) sedimentarul Sub-bucovinic este mult mai subţire, nedepăşind 150 m.

3. 1. 1. 2. 2. Pânza de Putna

La alcătuirea acestei pânze, participă roci metamorfice ale grupului (seriei) de Tulgheş, aparţinând formaţiunilor Tg_1, Tg_2 şi Tg_3.

Formaţiunea Tg_1 (Complexul inferior)

A fost pusă în evidenţă doar în partea nord-vestică a masivului, în zona pasului Mestecăniş. Fondul litologic predominant este dat de şisturile sericito-cloritoase cuarţitice (I. Bercia et al., 1975 - Harta geologică 1 : 50000, Foaia Vatra Dornei) ce aparţin flancurilor unei structuri sinclinale ce prezintă în zona axială şisturi sericito-cloritoase. Tot în cadrul acestei structuri sinclinale, aflorează metatufuri riolitice, dispuse sub forma unor benzi cu orientare NV-SE ce flanchează şisturile cloritoase din ax.

Formaţiunea Tg_2 (Complexul median)

Aflorează pe suprafeţe apreciabile, în partea vestică a masivului, în sectorul dintre localităţile Dorna Arini şi Mestecăniş, sub forma unei benzi continue cu orientare NV-SE. Succesiunea stratigrafică a formaţiunii Tg_2 începe printr-o alternanţă de şisturi cuarţitice sericito-cloritoase, grafitoase, sericito-grafitoase, cuarţitice şi clorito-sericitoase peste care urmează un banc de cuarţite negre grafitoase cu dezvoltare continuă pe direcţie şi înclinare, cărora le sunt asociate acumulări importante de minereu de mangan. Formaţiunea se încheie cu o stivă de şisturi cuarţitice clorito-sericitoase.

Formaţiunea Tg_3 (Complexul superior)

Este o formaţiune cu largă reprezentare, ocupând suprafeţe apreciabile dispuse sub forma unei benzi cu aceeaşi orientare ca şi formaţiunea Tg_2, însă la nord-est de aceasta. Fondul litologic dominant al acestei formaţiuni este constituit din şisturi sericito-cloritoase şi sercito-grafitoase. Succesiunea litologică debutează cu un banc subţire de metariolite cu dezvoltare pe întregul areal care repauzează în general peste şisturile negricioase specifice formaţiunii Tg_2. Peste metariolite, în continuitate, este dispus un nivel de şisturi cuarţitice sericitoase, sericito-cloritoase şi cloritoase. De asemenea, tot formaţiunii Tg_3 i-a fost atribuită o asociaţie litologică alcătuită dintr-o alternanţă monotonă de şisturi grafitoase şi roci cuarţo-feldspatice.

Caracteristică acestei formaţiuni este prezenţa metatufurilor acide riolitice. La partea superioară a formaţiunii, există un banc de roci cuarţo-feldspatice care prin poziţia stratigrafică pe care o ocupă pot fi echivalente cu metatufurile riolitice ce aparţin membrului Fundu Moldovei din pânza Bucovinică.

Metatufurile riolitice încheie succesiunea seriei de Tulgheş din pânza Sub-bucovinică.

3. 1. 1. 3. Pânzele Infrabucovinice

În cadrul zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, pânzele infrabucovinice aflorează discontinuu, doar în câteva ferestre tectonice. Una dintre aceste ferestre tectonice a fost pusă în evidenţă în sectorul Vatra Dornei-Iacobeni, fapt pentru care formaţiunile geologice din acest sector au fost încadrate unei unităţi tectonice denumită de Bercia et al. (1971) „Pânza de Iacobeni”.

În Masivul Giumalău aceasta aflorează pe partea stângă a văii Bistriţei, de la confluenţa cu pârâul Puciosu până în zona confluenţei cu pârâul Chilia, în cadrul cutei anticlinale de Iacobeni.

În cadrul pânzei de Iacobeni, M. Săndulescu (1984) consideră că seria metamorfică precambriană identificată până la acea vreme, ar fi seria de Bretila. Acest fapt a stat, de altfel, la baza denumirii pânzelor Infrabucovinice sub titulatura de unităţi bretiliene (M.Săndulescu 1972, 1975) corespunzând grupului de unităţi

dornene (Bercia et al. 1971) sau maramureşene (Krautner, 1972), după M. Săndulescu (1984).

Trebuie menţionat faptul că, în anul 1970, I. Bercia şi Elvira Bercia au atribuit metamorfitele din pânza de Iacobeni seriei de Rebra situaţie care, de altfel, apare materializată în „Harta geologică 1 : 50000, Foaia Vatra Dornei". Ulterior, o serie de cercetări amănunţite de teren, întreprinse de Balintoni (1981), au reconfirmat faptul că pe lângă metamorfitele seriei de Rebra, pânza de Iacobeni cuprinde şi metamorfite aparţinând seriei de Bretila, acoperite discordant şi discontinu de depozite triasice şi jurasice.

Prezentând părerile şi ipotezele referitoare la această unitate şi ţinând seama de argumentele plauzibile care pledează în acest sens, considerăm că situaţia tectono-litologică prezentată în „Harta geologică la scară 1 : 50000, foaia Vatra Dornei" (1975), trebuie reconfigurată, astfel încât să fie concordantă cu ultimele cercetări care s-au axat pe litostratigrafia acestui teritoriu. În sectorul de pe stânga Bistriţei, între Chilia şi confluenţa cu pârâul Colbu, a fost necesar să reconfigurăm arealele de aflorare a pânzei de Iacobeni în concordanţă cu unele materiale cartografice apărute după elaborarea hărţii sus menţionate.

O discuţie aparte suscită existenţa ferestrei tectonice Arseneasa ce a fost identificată pe partea stângă a văii Bistriţei între pâraiele Călineşti şi Arseneasa (afluenţi de stânga ai Bistriţei). În cadrul acestei ferestre tectonice, a fost identificată cea mai profundă unitate tectonică vizibilă în aria cartată de pe teritoriul masivului Giumalău, constituită din metamorfite ale seriei de Bretila şi denumită unitatea de Călineşti (Balintoni, 1981).

Încă din 1977, Balintoni şi Gheuca consideră că această unitate ar aparţine unităţilor maramureşene (sens Krautner, 1972).

M. Săndulescu (1972, 1975, 1976) reuneşte toate unităţile „maramureşene" care conţin roci ale seriei de Bretila sub denumirea de „unitate de Bretila". Tot acestei unităţi îi este inclusă de M. Săndulescu şi seria de Rebra cu învelişul sedimentar mezozoic din fereastra Iacobeni. Amintim însă, că Mureşan (1976) şi Bercia et al. (1976) individualizează seria de Rebra împreună cu sedimentarul aferent din fereastra Iacobeni într-o pânză de sine stătătoare pe care o denumesc „pânza de Rodna" (după Mureşan) sau „pânza de Iacobeni" după ceilalţi autori.

După cum am discutat mai sus, studiile efectuate în perimetrul ferestrei tectonice Arseneasa demonstrează foarte clar că seria de Rebra din acest sector stă în pânză de şariaj peste seria de Bretila.

În 1984, Balintoni afirmă că pânza de Călineşti ce aflorează în ferestrele tectonice din valea Putnei şi Arseneasa reprezintă de fapt pânza prealpină a gnaiselor de Rarău din fundamentul pânzei Sub-bucovinice iar seria de Rebra care se află şariată peste pânza de Rarău din fundamentul pânzei Sub-bucovinice este de fapt pânza de Rodna din fundamentul pânzei Bucovinice.

Pânza de Iacobeni este privită ca fiind unitatea tectonică infrabucovinică superioară care apare la zi în fereastra tectonică Iacobeni. Este constituită din mezometamorfite ce aparţin seriei de Bretila care pe alocuri sunt acoperite de sedimente mezozoice ale „seriei de Iacobeni" (Săndulescu, 1976).

Limitele estice ale pânzei de Iacobeni corespund în mare parte celor trasate de Bercia şi colab. (1975) care au fost utilizate pentru construcţia hărţii geologice a Masivului Giumalău (Harta nr. 5).

3. 1. 1. 3. 1 Pânza de Rarău (seria de Bretila)

Cercetările efectuate în anii '80 concluzionează că „seria mezozonală din jurul localităţii Vatra Dornei se dovedeşte a fi seria de Bretila din pânza gnaiselor de Rarău, componenta superioară a fundamentului pânzei de Iacobeni".

Formaţiunile ce aparţin seriei de Bretila cuprind o asociaţie petrografică caracteristică, formată din micaşisturi cu granaţi, gnaise, paragnaise muscovitice, cuarţite micacee, amfibolite, micaşisturi cuarţoase etc.

Bercia şi colaboratorii (1970) au individualizat o unitate litostratigrafică denumită "compexul detritic filonitizat" în regiunea ce se întinde între Vatra Dornei şi Iacobeni. Autorii consideră că acest complex se găseşte atât în poziţie normală (sub mezozoicul unităţii autohtonului de Bretila - Iacobeni), cât şi într-o poziţie alohtonă (între mezozoicul unităţii de Bretila - Iacobeni şi pânza Sub-bucovinică).

Cercetările ulterioare elaborate de Balintoni au condus la ideea că separarea Seriei de Argestru, ca unitate litostratigrafică independentă, nu este justificată întrucât aceasta reprezintă partea superioară a seriei Bretila din pânza de Iacobeni, afectată dinamic de subşariajul cu pânza Sub-bucovinică.

Ulterior, acelaşi autor consideră că „Seria de Argestru" este constituită din roci ale seriei de Bretila, din pânza Infrabucovinică de Iacobeni, intens milonitizate şi retromorfozate. Constituţia petrografică a acestei unităţi este dată de roci cuarţo-feldspatice, clorito-amfibolitice, cuarţite şi gnaise.

Formaţiuni sedimentare mezozoice din pânza de Rarău

Cuvertura sedimentară mezozoică cuprinde depozite triasice şi jurasice dezvoltate în facies detritic şi carbonatic ce bordează discontinuu flancurile estice ale anticlinalului Iacobeni. Succesiunea începe cu depozitele detritice triasic inferioare, reprezentate prin conglomerate şi gresii silicioase peste cere urmează dolomite bituminoase triasic medii şi apoi grezo-calcare şi marno-calcare jurasice.

3. 1. 2. Structura cristalinului Masivului Giumalău

Blocul cristalin, ce constituie substratul geologic al teritoriului luat în studiu, este personalizat de o structură geologică complexă, rezultată în urma unei îndelungate evoluţii. Aspectul structural tectonic actual este consecinţa acţiunii în timp a unor procese tectonice legate de formarea şisturilor cristaline precum şi a numeroaselor

eforturi tectonice suportate de acestea, de la încheierea procesului de metamorfism până în prezent.

Descifrarea însumării şi suprapunerii efectelor care au dus la această structură nu este nici pe departe încheiată, însă, graţie multitudinii datelor faptice acumulate în urma efectuării a numeroase cercetări de detaliu în teren, se pot face câteva referiri.

Planurile de şariaj şi unităţile tectonice au fost conturate treptat de-a lungul timpului oscilându-se între vârstele alpine sau prealpine ale acestora datorită unor dificultăţi de separare a unităţilor tectonice într-o stivă de metamorfite care aparent erau unitare. Un alt aspect care a făcut dificilă încadrarea acestor formaţiuni în timp a fost şi raritatea depozitelor sedimentare mezozoice ce aparţin acestora.

I. Balintoni (1996) consideră că „de fapt chestiunea esenţială a constat în individualizarea corpurilor tectonice din componenţa soclurilor pânzelor de şariaj alpine, deoarece, odată realizat acest pas, orice repetiţie a unei unităţi tectonice elementare sau a unei secvenţe din asemenea unităţi sugera existenţa unor unităţi de alt rang care însuma o parte din, sau toate unităţile tectonice elementare cunoscute”.

Masivul Giumalău aparţine grupului de unităţi tectonice care constituie dacidele mediane în cadrul cărora se încadrează segmentului oriental, reprezentat de sistemul pânzelor alpine central-est-carpatice (M. Săndulescu, 1976). Pânzele alpine central-est-carpatice se succed descrescător în ordinea următoare: pânza Bucovinică, pânza Sub-bucovinică şi pânzele Infrabucovinice; toate trei aflorează în teritoriul luat în studiu.

O dată cu generalizarea modelului conform căruia în cadrul zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali există mai multe pânze de forfecare alpină, s-a emis părerea că acestea păstrează în structura lor urme ale unor şariaje hercinice sau mai vechi. În regiunea studiată, unităţile tectonice prealpine ce alcătuiesc fundamentul pânzelor mezocretacice sunt, după cum urmează, de sus în jos: pânza de Rarău, pânza de Putna, pânza de Pietrosu Bistriţei şi pânza de Rodna.

În cadrul unităţilor tectonice mezocretacice, se consideră că pânza Bucovinică a fost şariată în Albian (Mutihac, Bratu, 1965; Săndulescu, 1967). În ceea ce priveşte unităţile tectonice inferioare pânzei bucovinice, respectiv pânza Sub-bucovinică şi Infrabucovinică, se consideră că intervalul de timp în care s-ar fi putut produce subşariajul este mai mare, fiind cuprins între Baremian şi sfârşitul Albianului. Afirmaţia conform căreia pânza Sub-bucovinică ar avea vârsta albiană sau apţiană terminală se bazează pe faptul că aceasta, în anumite ferestre tectonice, acoperă formaţiuni de fliş ce urcă până în Apţian sau Albian (flişul de Codru din Munţii Maramureşului). Constatându-se că pânzele Infrabucovinice au fost şariate şi parţial erodate înainte de a fi acoperite de pânza Sub-bucovinică, s-a considerat că acestea pot fi de vârstă apţiană sau baremiană fiind totodată cele mai vechi din sistemul pânzelor central-est-carpatice.

M. Săndulescu (1984), luând în considerare vârsta pânzelor central-est-carpatice demonstrează că acestea au fost puse în loc prin subşariaj succesiv de la est

spre vest începând cu unităţile cele mai estice (Infrabucovinice), (Figura nr. IV. 2). Conform aceluiaşi autor punerea succesivă în loc a pânzelor central-est-carpatice a avut loc în timpul unui interval tecto-genetic şi a comportat mai multe faze tecto-genetice apropiate în timp şi separate de perioade de eroziune.

Revenind la problematica pânzelor prealpine ce alcătuiesc fundamentul pânzelor mezocretacice, conceptul existenţei celor patru pânze a fost acceptat pentru prima dată în mod oficial în ghidul B.1 referitor la structura Carpaţilor Orientali (I. Balintoni, conform lui Săndulescu et al. 1981). Acest concept s-a bazat pe rezultatele cartărilor efectuate în jurul masivului alcalin de la Ditrău (I. Balintoni, 1981).

În ceea ce priveşte unităţile tectonice prealpine care aflorează în Masivul Giumalău se constată că succesiunea acestora în fundamentul pânzelor mezocretacice este mereu aceeaşi (de la suprafaţă spre adâncime): pânza de Rarău, pânza de Putna, pânza de Pietrosu Bistriţei şi pânza de Rodna. Conform lui Balintoni (1984), există o serie de trăsături caracteristice ale acestor unităţi:

- cu excepţia pânzei de Rarău celelalte pânze sunt formate dintr-o singură serie cristalină, în toate zonele cunoscute până în prezent;
- sunt subţiri, iar dimensiunile lor variază foarte mult mergând până la efilare;
- în afara pânzei de Rarău, celelalte pânze prealpine nu conţin cuverturi sedimentare mezozoice;
- prezintă o structură internă simplă astfel încât pe arii considerabile deversarea stratelor este paralelă cu limitele dintre unităţile litostratigrafice;
- seria cristalină, din care sunt alcătuite, este intens retromorfozată la partea superioară, retromorfozare care se presupune că ar fi avut loc în timpul orogenezei hercinice;
- milonitele din apropierea stratelor deversate sunt subţiri în comparaţie cu cele din pânzele mezocretacice.

Toate unităţile prealpine au fost întretăiate de masivul alcalin de la Ditrău, masiv ce a fost considerat de vârstă jurasică pe baza izotopilor K/Ar (160 – 170 ma, Streckeisen, Hunziker, 1974). Acest lucru, precum şi o seamă de caracteristici menţionate mai sus au stat la baza considerării unităţilor prealpine ca fiind de vârstă pretriasică. În conformitate cu acestea, Balintoni (1984) lansează ipoteza conform căreia acestea s-au format în decursul tectogenezei saalice din Permian.

3. 1. 2. 1. Structurile plicative

Masivul Giumalău este constituit din mari structuri plicative ce apartin fundamentului pânzelor mezocretacice de tipul anticlinalelor si sinclinalelor, cu orientarea generalã NNV - SSE. Flancurile structurilor menţionate au căderi ale căror valori sunt cuprinse între 30 - 80º atât spre nord-est cât si spre sud-vest. Conform celor afirmate de V. Erhan (1974) se întâlnesc rareori căderi cu valoare mai micã de 30º sau mai mare de 80º.

În partea estică a teritoriului cercetat, în apropierea contactului dintre pânza de Putna şi pânza de Rarău există un anticlinal care se poate urmări, începând de la Pojorîta, până spre obârşia pârâului Izvorul Giumalăului.

La vest de acest anticlinal, se află un sinclinal care depăşeşte limita nordică a Giumalăului, ajungând în valea Moldovei în zona localităţii Colacu, iar spre sud ajungând până la cursul superior al pârâului Colbu. Sinclinalul este faliat transversal în mai multe puncte, dintre care remarcăm falia din zona cursului mijlociu al pârâului Chilia (pe planul căreia a suferit o deplasare de cca. 400 m spre vest) precum şi falia din zona izvoarelor pârâului Colbu (pe planul căreia a suferit o deplasare spre vest cu cca. 150 m).

La vest-sud vest de vârful Giumalău, în zona Poiana Ciungilor-Poiana Ticseni, sunt puse în evidenţă două structuri sinclinale ce flanchează, de o parte şi de alta, un anticlinal. Cele trei structuri amintite nu depăşesc lungimea de 4 km, deoarece au fost ajustate la capete de două falii transversale dincolo de care structurile nu au putut fi identificate. O altă structură de tip anticlinal se găseşte în zona cursului inferior al pârâului Putna Mică, în apropierea confluenţei cu Putna Mare.

În culmea Poiana Runcului-Mestecăniş, între pâraiele Rusca, afluent al Bistriţei şi Chiril, afluent al Putnei, a fost identificat un sinclinal orientat pe direcţia NV-SE, cu lungimea de cca. 6 km şi flancat la capete de două falii transversale. La obârşia pârâului Argestru această structură sinclinală a fost fragmentată de o falie transversală în două compartimente, cu deplasarea compartimentului nordic spre SV pe o distanţă de cca. 500 m.

În perimetrul de aflorare al "Seriei de Argestru" din punct de vedere structural, rocile sunt strâns cutate, prezentându-se sub forma unor cute cu amplitudini metrice ce sunt incluse în cute cu amplitudini mai mari având planele axiale paralele cu planul de deversare al pânzei Sub-bucovinice. Aceste cute pot fi deversate şi au o orientare nord vest-sud estică corespunzătoare deversării elementelor structurale majore alpine ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali.

Versantul stâng al Văii Bistriţei se suprapune unei structuri de sinclinal cu lungime apreciabilă, pus în evidenţă între confluenţele pâraielor Puciosu şi Chilia cu Bistriţa, amonte de Vatra Dornei. Pe întreaga sa lungime sinclinalul este flancat în partea de vest de un anticlinal în care, în bună măsură, râul Bistriţa Aurie şi-a adâncit valea. Ambele structuri sunt fragmentate de falii transversale de decroşare care au deplasat anumite compartimente spre nord-est sau sud-vest.

3. 1. 2. 2. Structurile disjunctive

În funcţie de poziţia acestora faţă de structurile plicative menţionate mai sus, pot fi direcţionale (având frecvent caracter de încălecare) şi transversale.

Structuri disjunctive direcţionale

În cazul structurilor disjunctive direcţionale, menţionăm planele de subşariaj ale pânzelor mezocretacice, materializate la suprafaţă prin linii mai mult sau mai puţin sinuoase, fragmentate de falii de decroşare care se încadrează în general unor aliniamente pe direcţia NV-SE. Evidenţiem în acest sens fruntea de subşariaj dintre pânzele Bucovinică şi Sub-bucovinică şi fruntea de subşariaj dintre pânzele Sub-bucovinică şi Infrabucovinică.

Contactul dintre pânzele Bucovinică şi Sub-bucovinică poate fi urmărit pe un aliniament ce pleacă din apropierea pârâului Putnişoara, în nord-vest, şi ajunge, spre sud-est, în Valea Bistriţei în dreptul localităţii Ortoaia. Pe toată lungimea sa, acest contact este afectat de o serie de falii transversale care au dus la deplasarea anumitor compartimente fie pe direcţia sud-vest fie pe direcţia nord-est.

La rândul său, linia de contact dintre pânza Sub-bucovinică şi cea Infrabucovinică păstrează aceeaşi direcţie NV-SE. Ca şi în cazul contactului menţionat anterior, şi acesta are un caracter sinuos şi este fragmentat de o serie de falii transversale care au provocat deplasarea anumitor compartimente. Aliniamentul acestui contact, în Masivul Giumalău poate fi urmărit din apropierea confluenţei pârâului Puciosu cu Bistriţa în nord-vest, până în zona de confluenţă a pârâului Chilia cu Bistriţa în sud-est.

O situaţie aparte este întâlnită la nivelul ferestrelor tectonice din bazinele hidrografice ale pâraielor Putna şi Arseneasa unde, de sub formaţiunile epimetamorfice şi mezometamorfice ale Pânzei Bucovinice, aflorează formaţiuni mezometamorfice şi sedimentare ale Pânzei Sub-bucovinice. Se înţelege că, în acest caz, nu mai poate fi vorba de un aliniament al contactului, pe o anumită direcţie, ci de un contact ce se suprapune limitelor ferestrelor tectonice respective.

Faliile direcţionale, existente în zonă, se grupează pe anumite aliniamente care, datorită fragmentării transversale, au fost deplasate lateral, odată cu compartimentele delimitate de acestea. Situaţia ar putea sugera un model de evoluţie în timp al fracturilor, în sensul că fragmentarea direcţională a cristalinului ar fi avut loc înaintea fragmentării transversale, rămânând active până în prezent.

Un prim aliniament al fracturilor direcţionale este pus în evidenţă, în sectorul sud-vestic al masivului, în zona de contact dintre pânza sub-bucovinică şi cea infrabucovinică. Remarcabilă este continuitatea acestora la limita dintre unităţile tectonice, situaţie ce demonstrează faptul că fracturarea a avut loc ulterior punerii în loc a celor două pânze.

Un alt aliniament al fracturilor direcţionale (falia Rusca-Putna) este axat în partea centrală a masivului, traversându-l de la nord-vest spre sud-est pe dreapta văii Putnei pe care o urmăreşte până la obârşia Putnei Mici după care continuă spre SE, până în zona de confluenţă a pârâului Rusca cu Bistriţa.

Al treilea aliniament (falia Arseneasa) poate fi urmărit între confluenţa pârâului Timiş cu Putna şi defileul Bistriţei de la Zugreni. Aliniamentul faliei se

regăseşte pe dreapta Timişului şi de la obârşia acestuia trece în bazinul Putnei Mari, urmărind valea Sterparului până la izvoare. Falia continuă spre sud-est pe sub vârful Giumalău urmărind valea pârâului Arseneasa până în defileul Bistriţei de la Zugreni. Este o falie în foarfece aproape dreaptă care a produs o ridicare a compartimentului estic. În acest sector înălţat, de pe stânga pârâului Arseneasa, sunt aduse din profunzime, până la altitudinea de cca. 1400 m, formaţiuni mezometamorfice ale pânzei de Rodna. Spre nord-vest, pe dreapta pârâului Sterparul şi la confluenţa pârâului Timiş cu Putna sunt deschise ferestre tectonice în care aflorează roci sedimentare mezozoice, din pânza Sub-bucovinică.

Ultimul aliniament afectează doar sectorul nord-estic al masivului, plecând din cursul inferior al Putnei până la obârşia pârâului Colbu, de unde se continuă în Masivul Rarău.

Pe lângă aliniamentele tectonice, mai sus menţionate, au fost identificate fracturi direcţionale care acţionează pe distanţe mai reduse, de importanţă locală. Menţionăm în acest sens falia Crucea-Colbu care, la nord de defileul de la Zugreni, pune în contact formaţiunile Tg_1 şi Tg_2, din pânza de Putna Bucovinică. Este o falie aproximativ verticală, identificată spre nord-vest până în apropierea vărfului Giumalău, pe planul căreia s-a ridicat compartimentul vestic, astfel încât, formaţiunea Tg_2 se află în adâncime faţă de Tg_1. Datorită pluralităţii elementelor tectono-structurale din zona defileului Bistriţei de la Zugreni, acest sector a fost considerat nod tectonic (I. Balintoni, 1981).

Prin nod tectonic se înţelege un sector în care se concentrează mai multe elemente structurale faţă de sectoarele învecinate şi în care se observă, concomitent, modificări ale proprietăţilor acestor elemente. S-a constatat schimbarea înclinării formaţiunilor şi a planelor de şariaj obervându-se amorsarea faliilor direcţionale Arseneasa şi Zugreni precum şi apariţia unor modificări la nivelul elementelor structurale.

Structurile disjunctive transversale

Acestea afectează deopotrivă formaţiunile metamorfice şi sedimentare producând deranjamente însemnate. Se apreciază că sunt falii vechi, reactivate succesiv în cadrul tuturor fazelor orogenetice care s-au manifestat în zona carpatică.

În cadrul acestei categorii, există falii care traversează întregul masiv, de la sud-vest spre nord-est, şi care se continuă şi în masivele învecinate, acţionând astfel pe întreaga lăţime a zonei cristalino-mezozoice. Menţionăm, în acest sens, aliniamentul Roşu-V. Dornei-Vf. Giumalău-Rarău, în care activează două falii cvasi paralele, dispuse la cca. 1,5 Km una faţă de cealaltă, în zona V. Dornei, distanţă care se măreşte în zona centrală a masivului, ajungând la cca. 3 km în zona de contact dintre Giumalău şi Rarău. Întregul compartiment situat între cele două falii transversale a suferit un proces de scufundare şi deplasare spre sud-vest.

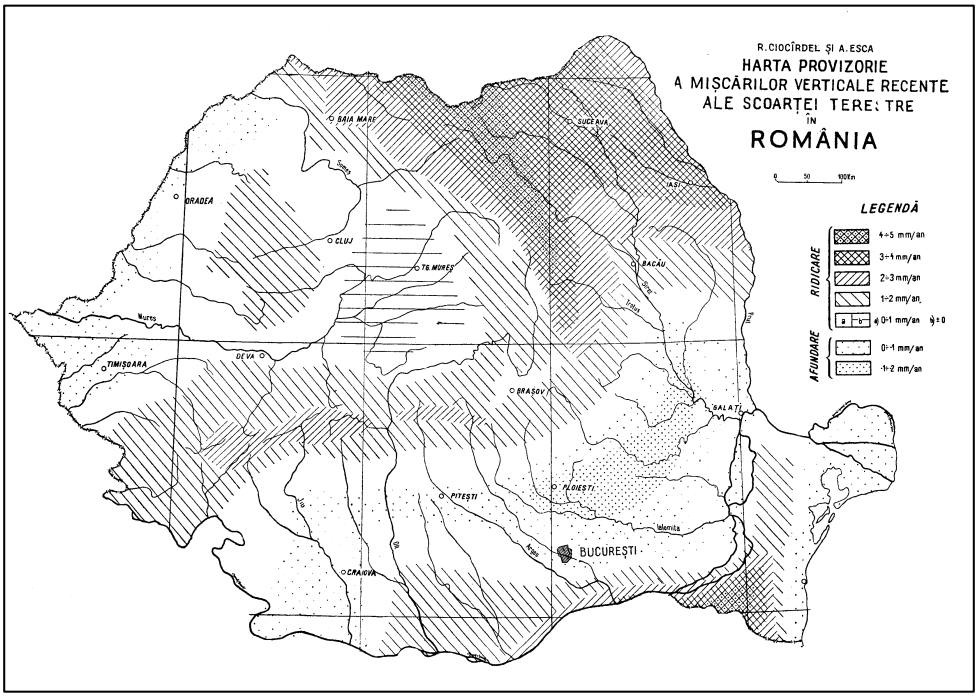


Figura nr. III. 1 Harta mişcărilor verticale recente (R. Ciocîrdel, A. Esca, 1966)

Celelalte fracturi transversale identificate în Giumalău acţionează local pe distanţe reduse, remarcându-se, în acest sens, intensa fragmentare transversală a zonei centrale unde sunt afectate şi depozitele sedimentare ale pânzei Sub-bucovinice ce aflorează în ferestrele tectonice din bazinul hidrografic al Putnei. Se remarcă şi prezenţa unor fracturi transversale care acţionează la limita nord-vestică a masivului, în zona pasului Mestecăniş.

Mişcările neotectonice

Aria de interes se încadrează compartimentului de la nord de Trotuş a Carpaţilor Orientali unde se constată o importantă ridicare, cu valori ce cresc progresiv de la est la vest, ridicarea maximă plasându-se în zona nucleelor cristaline. În arealul Masivului Giumalău, conform hărţii mişcărilor verticale (R. Ciocârdel, Al. Esca, 1966) rata anuală este de cca. (4 – 5 mm/an), (Figura nr. III. 1). Cercetările elaborate mai recent plasează aria de interes în cadrul unei zone de înălţare tectonică cu ecartul de (2 – 3 mm/an), (D. Zugrăvescu şi colab., 1998), (Figura nr. III. 2). Trebuie menţionat faptul că în realitate situaţia tectonică de la nivelul masivului este mult mai complicată datorită prezenţei unor falii active pe planul cărora compartimentele tectonice au mişcări de înălţare de amploare diferită.

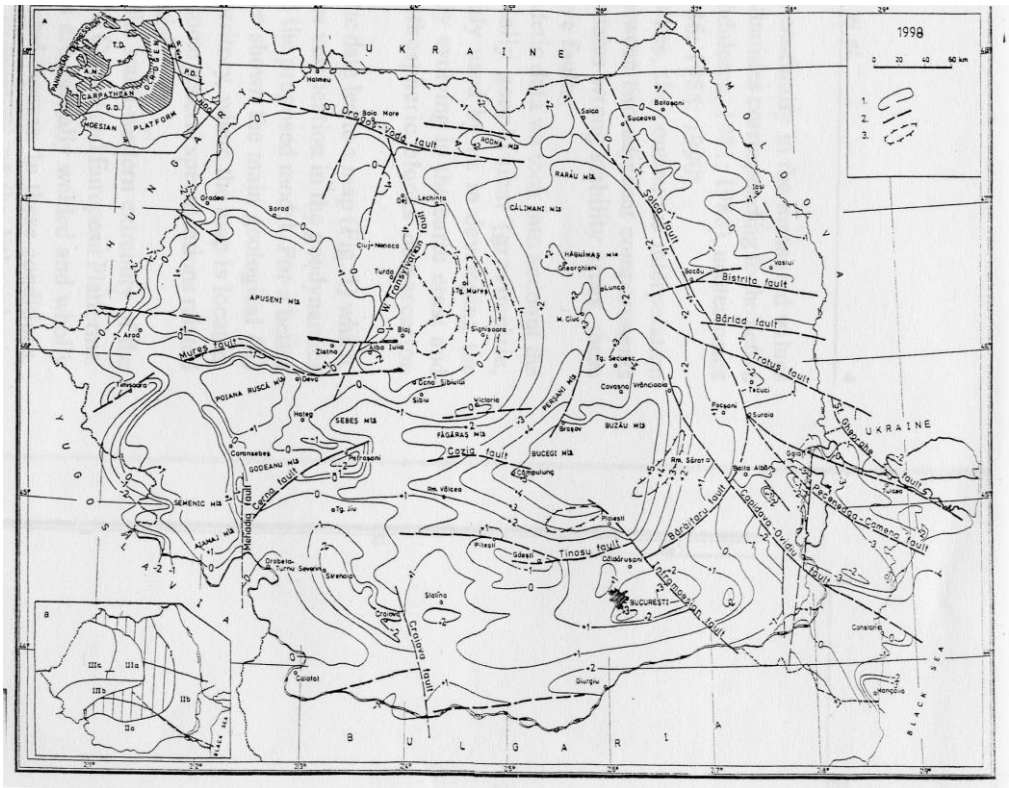


Figura nr. III. 2 Harta mişcărilor verticale recente (D. Zugrăvescu, Gabriela Polonic, M. Horomcea, V. Dragomir, 1998)

3. 2. Factorii intrinseci şi extrinseci exogeni

În această categorie, sunt incluşi factorii intrinseci climatici, hidrologici, biotici şi pedogeografici ce au un rol bine definit în cadrul condiţiilor de morfogeneză la care se adaugă factorii extrinseci antropici.

3. 2. 1. Factorii intrinseci. Factorii climatici

Factorul climatic determină amploarea proceselor geomorfologice atât în mod direct cât şi în mod indirect, prin favorizarea diferitelor tipuri de vegetaţie. Caracterul general al climei din această unitate este dat de temperaturile modeste şi umiditatea ridicată, elemente ce au favorizat instalarea etajelor de vegetaţie forestier şi alpin.

Temperatura medie multianuală la staţia meteorologică Rarău (1536 m) este de $2,3^0$ C, iar la staţia Vatra Dornei (825 m) este de $5,1^0$ C, cu un gradient termic pe verticală de cca. $0,4^0$ C la 100 m altitudine.

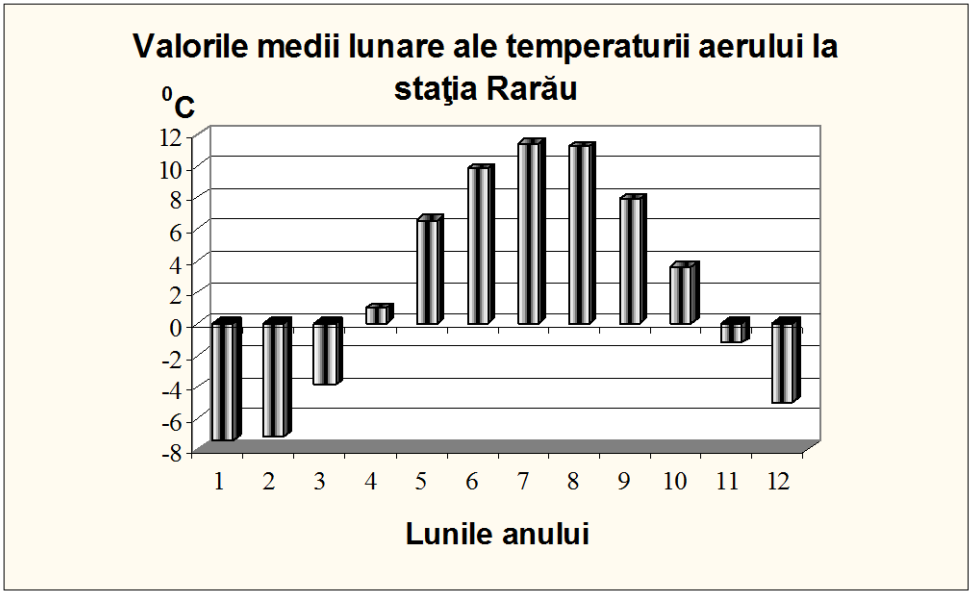


Figura nr. III. 3

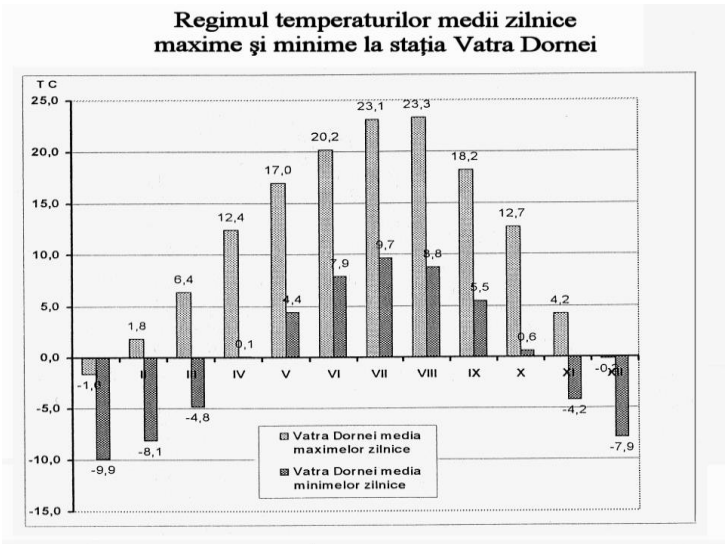


Figura nr. III. 4 Prelucrare după V. Chiriţă (2000)

Regimul termic al lunii ianuarie înregistrează valori medii de -7^0 C la staţia Rarău, cu variaţii între 2,8 şi $-13,6^0$ C, şi de $-7,2^0$ C la staţia Vatra Dornei (Figura nr. III. 3).

La nivelul acestei medii, diferenţieri însemnate se înregistrează între versanţii cu orientare nordică şi sudică, relevantă fiind situaţia menţionată în Rarău unde, între cele două expoziţii, la altitudinea de 1000 m se semnalează o diferenţă de cca. 2^0 C (C. Rusu, 1997).

Valorile termice medii ale lunii iulie sunt de $11,4^0$ C pentru staţia Rarău, cu diferenţieri minime între versanţii cu expoziţie nordică şi sudică, şi de $15,8^0$ C pentru staţia Vatra Dornei.

Temperatura minimă absolută la staţia Rarău a coborât până la $–28,4^0$ C în luna ianuarie, iar maxima absolută s-a înregistrat în luna iulie, fiind de $29,0^0$ C rezultând o amplitudine termică absolută de $57,4^0$ C. La aceeaşi staţie numărul mediu anual de zile de iarnă (T max. < 0,0º C) este de cca. 100 (Figura nr. III. 5).

La staţia Vatra Dornei temperatura minimă absolută a fost de $–36,5^0$ C (ianuarie) iar maxima absolută de $+34,6^0$ C (august), amplitudinea termică absolută fiind astfel de $71,1^0$ C. Media temperaturilor maxime zilnice variază între -1,8º C, pentru luna ianuarie, şi +23,3º C, pentru luna august iar cea a temperaturilor minime zilnice variază între -9,9º C pentru luna ianuarie şi +9,7º C pentru luna iulie (Figura nr. III. 4).

În concluzie, pentru altitudini de peste 1500 m sunt caracteristice medii termice negative pentru un număr de cinci luni din an (din noiembrie până în martie inclusiv) cărora li se adaugă media termică a lunii aprilie ce depăşeşte cu puţin 0^0C. Cele şase luni reci ale anului favorizează desfăşurarea unor procese geomorfologice specifice zonelor periglaciare (dezagregare accentuată a rocilor, solifluxiuni etc).

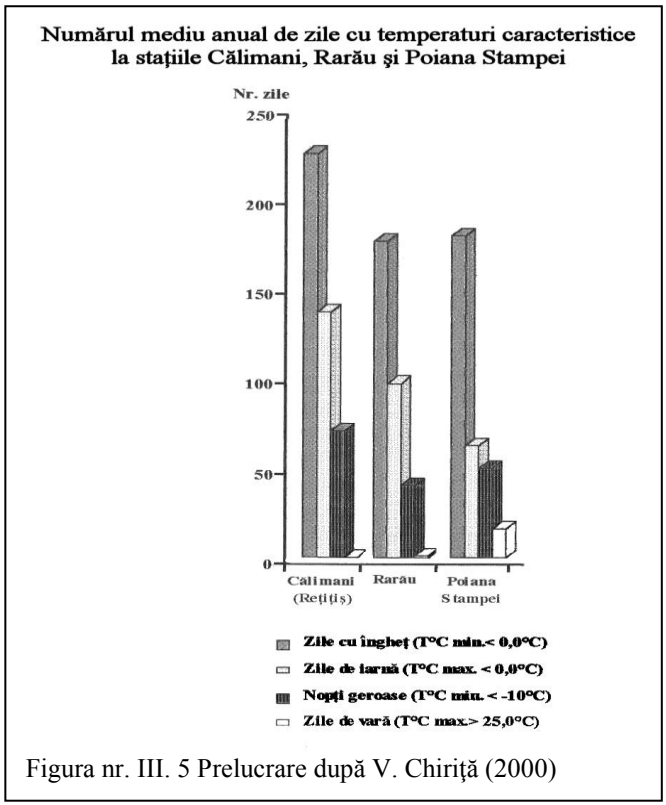


Figura nr. III. 5 Prelucrare după V. Chiriţă (2000)

Deosebit de importante pentru procesele geomorfologice actuale sunt mediile zilnice minime şi maxime ale lunilor noiembrie, decembrie, ianuarie, februarie şi martie care, în cazul staţiei Vatra Dornei, indică faptul că preocesele de îngheţ-dezgheţ sunt foarte frecvente (Figura nr. III. 4).

Cantitaţile de precipitaţii înregistrate în Masivul Giumalău sunt o

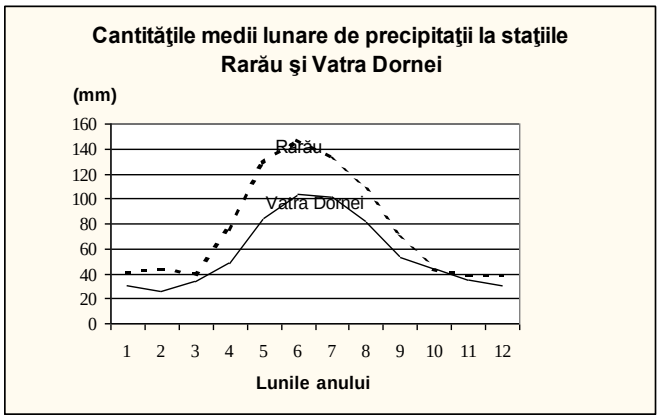


Figura nr. III. 6

consecinţă a poziţiei geografice a acestuia în aria de influenţă a maselor de aer de origini diferite: continentale estice, a celor vestice, de origine oceanică şi celor baltice, din nord.

Precipitaţiile atmosferice înregistrează valori diferenţiate în funcţie de altitudine. Gradientul anual al precipitaţiilor scade de la 45 mm/100 m la contactul cu Depresiunea Dornelor la cca. 10 – 20 mm/100 m la altitudini de peste 1700 m (L. Apostol şi M. Apăvăloae, 1984). Astfel, la 700 – 850 m, pe văile râurilor ce delimitează zona de studiu se înregistrează valori medii multianuale de cca. 670 mm (postul pluviometric Dorna Giumalău), 657 mm la staţia Vatra Dornei şi 663 mm la postul pluviometric Pojorîta. Urcând în altitudine la cca. 950 m, cantităţile de precipitaţii cresc la valori de cca. 715 mm (postul pluviometric Poiana Iţcani). La staţia Rarău, la 1536 m altitudine, media multianuală este de cca. 909 mm. Pe culmea Giumalău-Alunu, la altitudini de peste 1700 m, media multianuală a precipitaţiilor

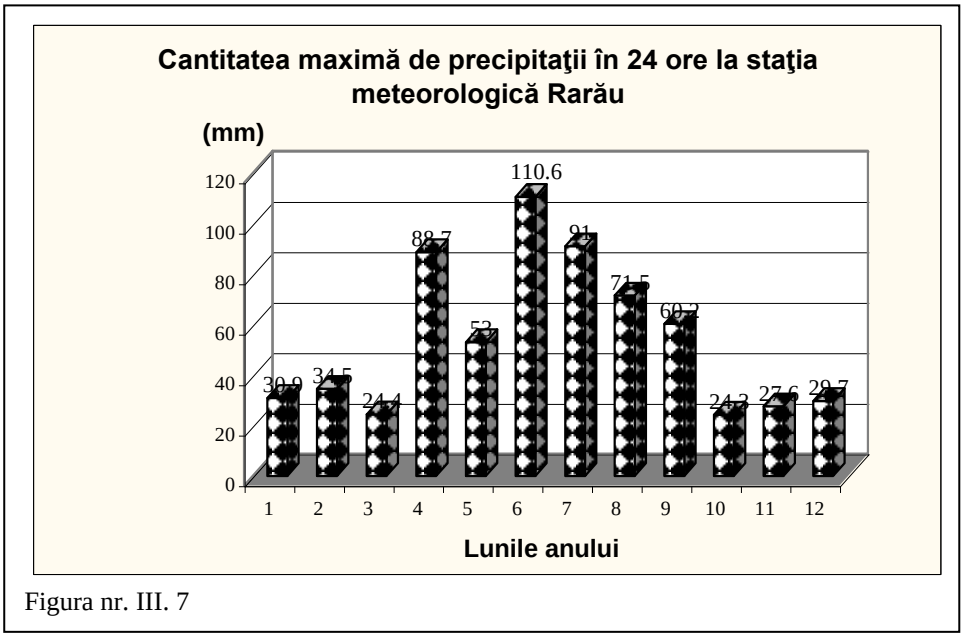


Figura nr. III. 7

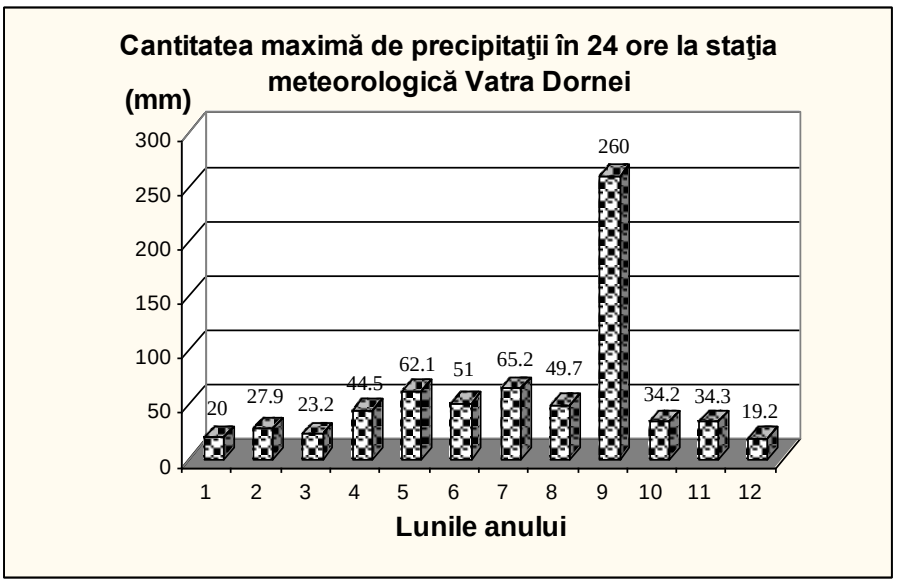


Figura nr. III. 8

depăşeşte 1000 mm. Cantităţile medii multianuale de precipitaţii ce cad pe versanţii cu expoziţie vestică şi nordică sunt mai mari cu cca. 100 mm faţă de cantităţile de precipitaţii ce cad pe versanţii cu expoziţie estică şi sudică (L. Apostol şi M. Apăvăloae, 1984).

Cantităţile medii lunare de precipitaţii de la staţia Rarău variază între 38,8 mm, în decembrie şi 147 mm, în iunie. La Vatra Dornei cantităţile medii lunare de precipitaţii variază între 25,5 mm, în februarie şi 103,4 mm, în luna iunie (Figura nr. III. 6 şi 9.). Cele mai mari cantităţi de precipitaţii cad în lunile mai, iunie, iulie iar cele mai reduse aparţin lunilor decembrie, ianuarie şi februarie.

Cantităţile maxime absolute în 24 ore sunt mai moderate la altitudini mai mari (staţia Rarău a înregistrat o valoare maximă de 111 mm produsă în luna iunie), (Figura nr. III. 7) şi mai pronunţate în zonele marginale ale masivului (staţia Vatra Dornei cu 260 mm în septembrie), (Figura nr. III. 8). Ploile torenţiale din lunile de vară au un rol deosebit în eroziunea versanţilor şi în amplificarea proceselor de albie, proporţional creşterii debitelor.

Perioada în care se pot produce precipitaţii sub formă de ninsoare este lungă, începând cu luna septembrie şi terminând cu luna mai şi uneori chiar iunie. La altitudini de peste 1500 m sunt posibile ninsori şi în lunile iulie şi august.

Din punct de vedere morfogenetic de mare importanţă este durata stratului de zăpadă care, la Vatra Dornei este de cca. 115 zile, crescând odată cu altitudinea (Rarău – 163 zile).

Vântul este un agent cu activitate morfogenetică destul de importantă atât prin acţiune directă asupra reliefului, cât şi prin acţiune indirectă (dezrădăcinările de

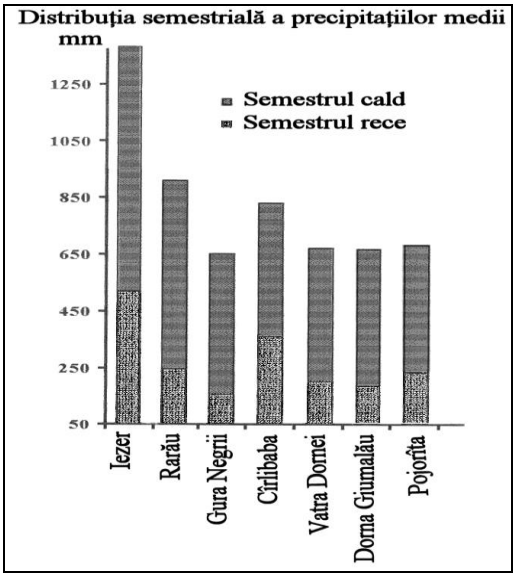


Figura nr. III. 9 Prelucrare după V. Chiriţă

arbori). Iarna, în subetajul subalpin şi pe suprafeţele acoperite de pajişti secundare, ca urmare a viscolirii zăpezii se formează fie troiene cu grosimi semnificative fie zone descoperite de sub zăpadă care, astfel, suportă importante variaţii termice diurne.

Totodată, în etajul forestier vântul influenţează indirect relieful printr-o acţiune combinată cu zăpada sau în lipsa acesteia, ducând în multe cazuri la dezrădăcinări de arbori pe suprafeţe de zeci de ha. Exemple în acest sens sunt suprafeţele forestiere calamitate de vânt din bazinul hidrografic Sterparul sau, mai recent, suprafeţele calamitate de vânt, în martie 2001, în Pasul Mestecăniş, culmea Poiana Runcului-Mestecăniş, Valea Putnei etc.

Eficacitatea morfodinamică a vântului a oscilat în decursul timpului geologic în funcţie de intensificările temporale şi spaţiale ale proceselor de dezagregare şi alterare care pregătesc substratul geologic pentru activitatea eoliană.

În Giumalău, frecvenţa vântului pe anumite direcţii poate fi determinată, în mod cert, pe laturile vestică şi estică unde au fost utilizate informaţiile de la staţiile Vatra Dornei şi Rarău iar în ceea ce priveşte culmea Giumalău-Alunu, aceasta se situează sub influenţa vânturilor de vest şi nord-vest, situaţie redată de staţia de mare altitudine Reţiţiş din Călimani.

În sectorul vestic al masivului, la contactul cu Depresiunea Dornelor, direcţia predominantă a vântului este vestică cu 15,9% din total şi viteză medie de 2 m/s. Pe partea opusă, în sectorul estic, la contactul cu Masivul Rarău, datorită culmii Giumalău-Alunu, circulaţia vestică şi nord-vestică este barată iar frecvenţa dominantă a vântului, la est de această culme, este pe direcţia sud cu 29,21% şi nord cu 17,26% şi viteze medii de 4,37 respectiv 4,58 m/s. La nivelul culmii Giumalău-Alunu, cu altitudini mai mari de 1600 m, frecvenţa predominantă a vântului poate fi dedusă din analiza informaţiilor furnizate de staţia Reţiţiş din Călimani. Astfel, direcţia dominantă a vântului este nord-vestică = 23%, urmată de direcţia vestică = 17,5% şi nordică = 13,7% înregistrând viteze de (9,6), (10,3) şi (7,2) m/s.

3. 2. 2. Factorii hidrologici

I. Playfair (1800) a intuit un mecanism de bază în geomorfologie: „fiecare râu pare să fie format dintr-un curs principal, alimentat de mai mulţi afluenţi, fiecare curgând printr-o vale proporţională cu mărimea sa".

Plecând de la acest concept, conform căruia văile sunt proporţionale cu mărimea debitelor râurilor ce le drenează, se poate afirma că râurile sunt cele care asigură una din căile prin care circulă materia şi energia. De la izvoare şi până la vărsarea râului, materialele provenite de pe versanţi sau din albie sunt antrenate de curenţii apelor. În acest mod, se realizează o îmbinare a mecanismelor morfodinamice de la nivelul versanţilor cu a celor de la nivelul albiilor, formându-se o componentă hidrică a sistemului morfodinamic al bazinelor hidrografice.

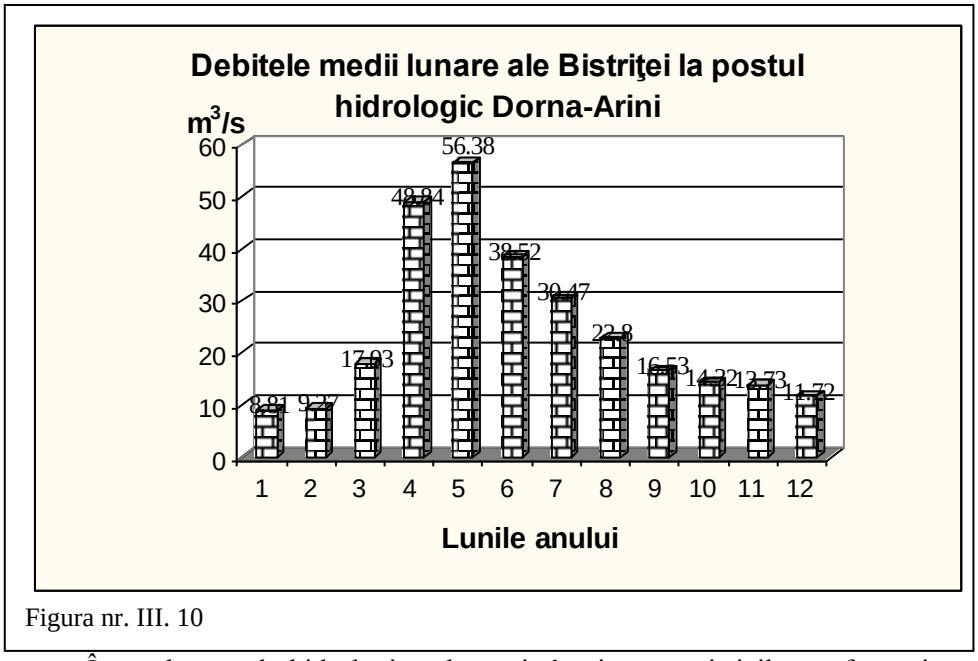


Figura nr. III. 10

Între elementele hidrologice ale unui râu şi caracteristicile morfometrice ale bazinului hidrografic aferent, se stabilesc raporturi de intercondiţionare care calibrează caracteristicile întregii morfodinamici fluviale.

Densitatea medie a reţelei hidrografice este de cca. 2 km/km^2 apropiindu-se foarte mult de densitatea medie a fragmentării reliefului.

Regimul hidrologic al apelor curgătoare din acest masiv se încadrează în tipul major de regim carpatic (I. Ujvary, 1980). Acesta se caracterizează prin perioade mari ale apelor mici de iarnă, frecvenţa redusă a viiturilor de iarnă şi creşterea duratei apelor mari nivo-pluviale, care întârzie odată cu creşterea altitudinii, dar putând coincide cu perioadele cu ploi abundente de la începutul verii. Hidrografele

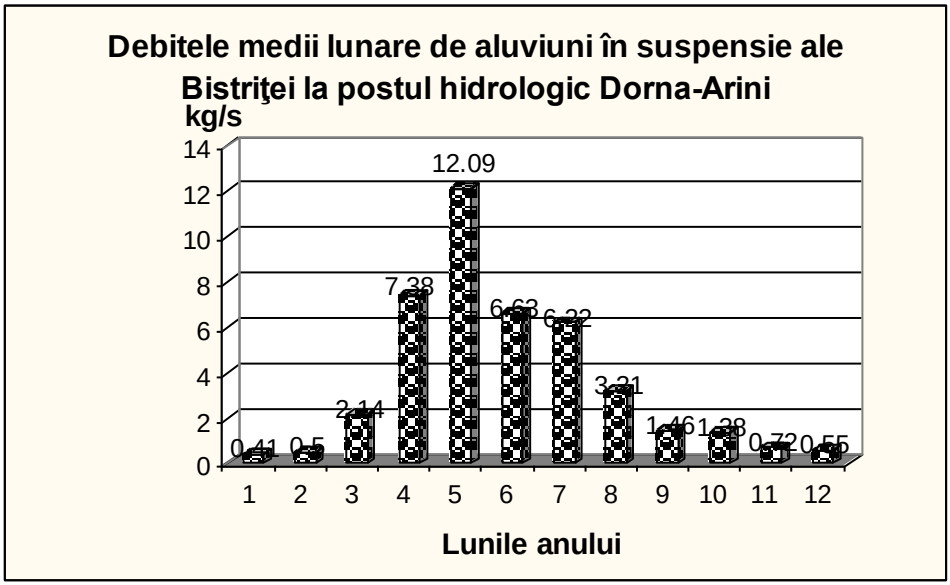


Figura nr. III. 11

caracteristice demonstrează producerea maximului în lunile aprilie, mai şi iunie şi a minimului în lunile decembrie, ianuarie şi februarie (Figura nr. III. 10).

Cea mai mare arteră hidrografică, aflată la limita zonei studiate, este Bistriţa, cu un debit mediu anual de cca. 24,11 m^3/s la postul hidrometric Dorna Arini. Debitele

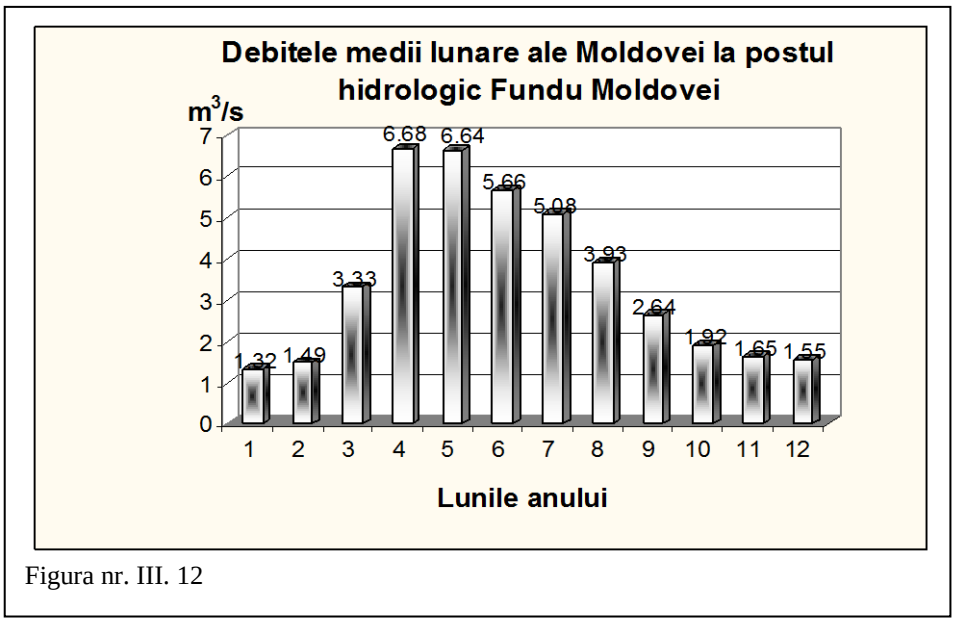


Figura nr. III. 12

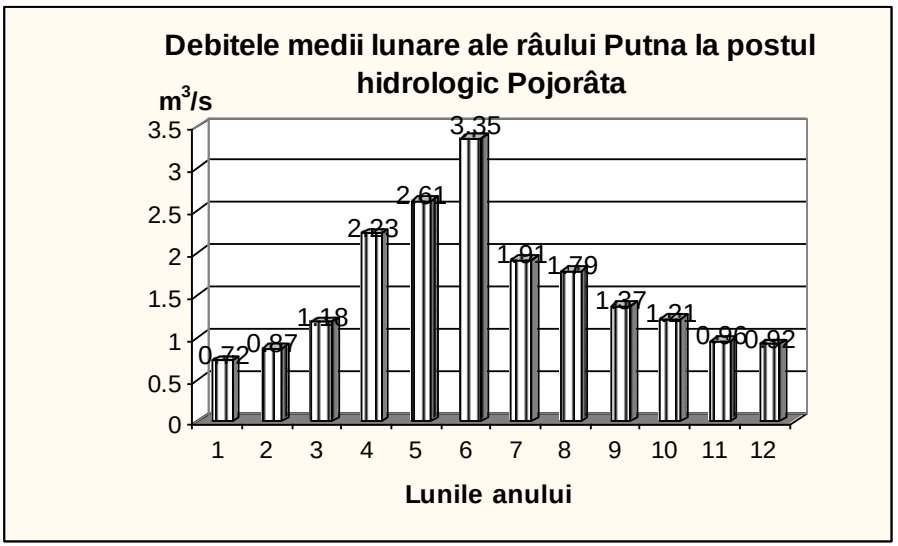


Figura nr. III. 13

medii lunare variază între 8,81 m^3/s, în luna ianuarie şi 56,38 m^3/s, în luna mai. De importanţă deosebită pentru procesele geomorfologice fluviale sunt debitele maxime absolute care se produc în urma unor ploi cu caracter torenţial putând să ajungă la creşteri de până la 10 ori faţă de debitul mediu al lunii mai (580 m^3/s în mai 1970 la Dorna Arini).

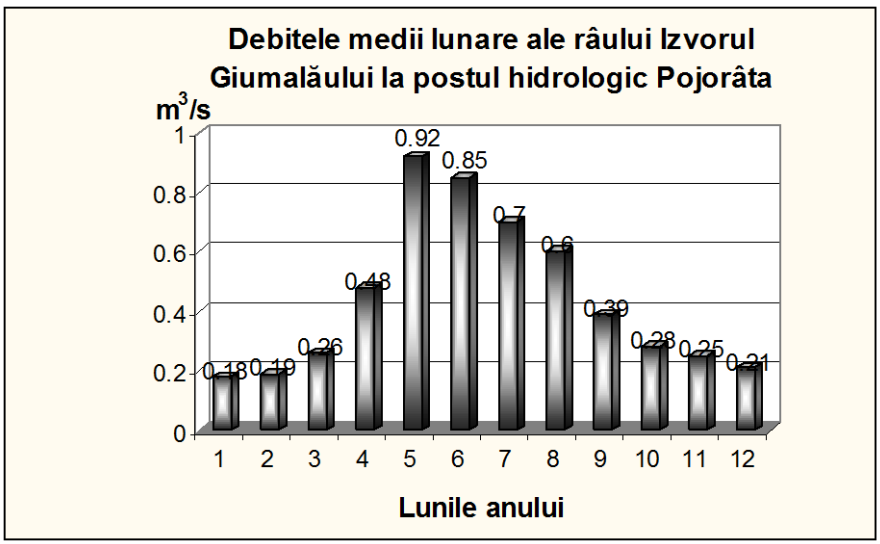


Figura nr. III. 14

Debitele de aluviuni în suspensie cresc direct proporţional cu cele lichide atingând, pe Bistriţa la postul hidrometric Dorna Arini, valori medii lunare de cca. 12,09 kg/s, în luna mai şi de 0,41 kg/s, în luna ianuarie (Figura nr. III. 11).

Aceste valori pot oferii o serie de informaţii asupra „eficacităţii" eroziunii acestor artere hidrografice în condiţiile litologice şi pedo-fito-climatice ale părţii de nord ale zonei cristalino-mezozoice.Pe locul secund, ca importanţă a debitelor, se situează râul Moldova care delimitează la nord unitatea studiată. La postul hidrometric Fundu Moldovei debitele medii lunare variază între 6,68 m^3/s (aprilie) şi 1,32 m^3/s (ianuarie) (Figura nr. III. 12).

În cadrul reţelei hidrografice interne, se efectuează măsurători hidrometrice doar asupra pâraielor Putna şi Izvorul Giumalăului, afluenţi de dreapta ai Moldovei. Pârâul Putna, cu un bazin hidrografic de cca. 120 km^2, are un debit mediu anual de 1,59 m^3/s, cu variaţii ale mediilor lunare între 0,72 m^3/s (ianuarie) şi 3,35 m^3/s (iunie) (Figura nr. III. 13). Izvorul Giumalăului, cu un bazin hidrografic de cca. 30 km^2, are un debit mediu anual de cca. 0,44 m^3/s, cu variaţii ale mediilor lunare între 0,18 m^3/s, pentru luna ianuarie şi 0,92 m^3/s, pentru luna mai (Figura nr. III. 14). Ca urmare a unor ploi torenţiale, debitul maxim absolut creşte foarte mult putând să ajungă la 2,1 m^3/s (mai, 1981), (C. Rusu, 2002).

3. 2. 3. Factorii biotici

Din categoria factorilor biotici, *învelişul vegetal,* etajat în conformitate cu condiţiile climatice, are un rol deosebit în desfăşurarea proceselor morfogenetice, deoarece acesta se interpune între agenţii climatici de modelare externă şi suprafaţa de relief supusă modelării.

Din punct de vedere geomorfologic, interesează, în mod deosebit, distribuţia vegetaţiei în teritoriu. Aceasta se manifestă prin degajări de forţe mecanice contribuind direct la dezagregarea rocilor. Fixarea rădăcinilor arborilor, arbuştilor şi ierburilor în substrat este însoţită de presiuni ce pot atinge 30 – 50 kg/cm^2. O serie de arbori (pini, molizi, mesteceni) îşi înfig rădăcinile în cele mai mici fisuri, pe care apoi le lărgesc treptat, favorizând pătrunderea apei şi a îngheţului în rocă. Tot vegetaţia este cea care favorizează instalarea învelişului de sol pe versanţii puternic înclinaţi. Tot ca urmare a sistemului radicular al unor specii (molid, brad) se pot produce o serie de dezrădăcinări care amplifică procesele de tranzit al materialelor deluviale spre baza versanţilor. Rolul protector al vegetaţiei forestiere se manifestă, în cazul reliefului, prin reţinerea în coronament al unor mari cantităţi de precipitaţii, la ploi torenţiale şi prin protecţia solului cu ajutorul sistemului radicular, împotriva eroziunii areolare şi torenţiale.

Sistemul radicular, pe lângă rolul de protecţie a cuverturii de sol şi scoarţei de alterare îl are şi pe acela de a drena. Pădurea se dovedeşte deosebit de benefică în cazul cuverturilor deluviale subţiri stabilizând versanţii, prin reglarea bilanţului hidric din sol, prin reţinerea precipitaţiilor în coronament şi litieră precum şi prin marele

consum de apă. S-a estimat că într-o pădure de pin roşu consumul de apă este de 3 m^3apă/ha/zi, iar în coronamentul aceleiaşi păduri, la vârsta de 25 ani, se reţin cca. 1,63 mm până la 12,33 mm, atunci când precipitaţiile cresc de la 5 la 35 mm (P. Abagiu, 1979).

Valoarea intercepţiilor în coronament ţin şi de vârsta arboretului. Prin măsurători experimentale, s-a constatat că intercepţia este mai mare la pădurile cu vârste de până la 35 ani scăzând spre vârsta de 60 ani. Pădurea de molid de consistenţă 1 reţine cca. 32 - 38% din cantitatea de precipitaţii, iar cea cu consistenţă 0,7 reţine cca. 19 - 32%. Aceeaşi pădure de consistenţă, cuprinsă între 0,8 şi 1, permite o scurgere şi eroziune de 32 până la 84 ori mai mici decât pe un teren lipsit de vegetaţie (S. A. Munteanu, 1969).

Se consideră că, în condiţii staţionale similare, eroziunea solului este de 2 - 4 ori mai mică decât pe pajiştile naturale şi de 10 - 20 ori mai mică decât pe pajiştile degradate folosite ca păşune (C. Traci, 1979). Cantitatea de precipitaţii solide care ajunge la sol într-o pădure de molid este de cca. 32%, restul fiind reţinută în coronamentul arborilor. La topirea zăpezii, s-a constatat că aceasta întârzie cu 25 zile în pădurea de molid faţă de suprafeţele ocupate de pajişte, în timp ce, în pădurile de pin, întârzierea este de doar 15 zile.

În zona studiată, o importanţă deosebită o are dispunerea vegetaţiei sub forma celor două etaje: forestier şi alpin.

Etajul forestier este reprezentat de subetajul molidului *(Piceea abies)* ce ocupă suprafeţele situate între văile Bistriţei şi a Moldovei, de la periferia masivului şi până la cca. 1700 m. Secundar, în componenţa acestui etaj mai intră şi specii de brad alb *(Abies alba)*; fag *(Fagus silvatica),* care apare doar izolat; paltin de munte *(Acer pseudoplatanus)*; scorușul de munte *(Sorbus aucuparia);* salcie căprească *(Salix caprea)*. Pe versanţii abrupţi acoperiţi de grohotişuri, în componenţa pădurii de molid intră şi specii de pin roşu *(Pinus silvestris*) şi mesteacăn *(Betula verrucosa)*. Limita superioară a pădurii se prezintă neuniform, cu variaţii între 1600 şi 1750 m, ca urmare a intervenţiei antropice.

La partea superioară a pădurii, din perimetrul culmii Giumalău-Alunu, se dezvoltă subetajul de vegetaţie subalpină, reprezentat în principal de specii de jneapăn *(Pinus mugo)* şi ienupăr *(Juniperus sibirica)*, acestora adăugându-li-se subarbuşti, ca *Vaccinium uliginosum,* afin *(Vaccinium mirtillus)* şi merişor *(Vaccinium vitis-idaea)*. Şi în subetajul subalpin intervenţia antropică, prin tăiere şi incendiere, a dus la restrângerea treptată a arealelor ocupate de jneapăn şi ienupăr, încât, în prezent, acestea mai pot fi întâlnite doar pe versantul estic al Vf. Giumalău şi, izolat, în vârfurile Chilia şi Alunu.

Pajiştile secundare deţin suprafeţe destul de reduse comparativ cu alţi munţi din împrejurimi. Acestea, s-au extins, în principal, prin despăduririle practicate în scopul creării unei baze furajere, necesară creşterii animalelor, la nivelul culmilor interfluviale din Poiana Ciungilor şi Poiana Sapelor, precum şi pe culmea Giumalău-Alunu. La nivelul acestei culmi a fost înlăturată, prin tăiere şi ardere, vegetaţia

reprezentată de specii ale subetajului subalpin: *Pinus mugo, Juniperus sibirica, Vaccinium myrtillus, Vaccinium vitis-idaea etc*.

Suprafeţe importante ocupate de pajişti secundare se întâlnesc în bazinul hidrografic Puciosu, pe versanţii cu pante reduse din zona pasului Mestecăniş, în partea superioară a bazinului hidrografic Fieru, precum şi pe versantul stâng al râului Bistriţa. Fondul dominant al acestor pajişti este format din asociaţiile *Festucetum amethystinae şi Festucetum saxatilis,* la care se adaugă *Festucetum rubrae montanum şi Agrostetum tenuis montanum*.

Fauna are un rol morfogenetic redus, fiind creatoarea unor microforme de relief care în anumite condiţii dau un aspect deosebit arealelor respective. Apariţia muşuroaielor se datorează activităţii furnicilor din speciile *(Formica rufa şi Lasius niger*) şi cârtiţelor *(Talpa europaea)*. Un rol asemănător în crearea de microreliefuri îl au şi mistreţii *(Sus scrofa)* care „ară" învelişul de sol în căutarea de rădăcini comestibile. Nu lipsite de importanţă sunt şi efectivele de ovine şi bovine care pot fi creatoare de microforme de relief (cărări de animale) pe versanţii abrupţi acoperiţi de pajişti.

3. 2. 4. Factorii pedogeografici

Datorită proprietăţilor fizice specifice solurilor, acestea intră în categoria factorilor care condiţionează procesele geomorfologice. Luând în considerare textura şi structura solurilor cu o importanţă majoră în ceea ce priveşte procesele erozionale, se face o deosebire semnificativă între solurile nestructurate, cu textură fină sau mijlocie, mai puţin rezistente la eroziune şi cele structurate, cu textură grosieră sau spre grosieră, mai greu erodabile. Reacţia solurilor la acţiunea efectuată de către energia picăturilor de ploaie şi a curenţilor superficiali se reflectă în turbiditate care are valori de cca. 50 kg/m^3, pentru solurile brune acide şi podzoluri, comparativ cu valoarea de cca. 15 kg/m^3 la solurile brune de pădure cu textură medie.

Tipurile de soluri din Giumalău aparţin următoarelor clase: cambisoluri, spodosoluri, soluri litomorfe şi soluri neevoluate (C. Rusu şi colab., 1984).

Cambisolurile ocupă terasele mijlocii şi superioare ale Bistriţei, precum şi versanţii acestei văi, situaţi altitudinal sub 1100 m. Această clasă este reprezentată de soluri brun eu-mezobazice şi soluri brun acide. Ele formează pe valea Bistriţei o bandă îngustă, dar continuă care ţine de la Iacobeni până la Zugreni.

Spodosolurile ocupă cca. 75% din teritoriu şi sunt dispuse altitudinal deasupra cambisolurilor, începând de la 1100 m. În anumite situaţii, altitudinea la care acestea pot fi întâlnite coboară semnificativ până la cca. 800 m (spre Pojorîta). Din cadrul acestei clase, cel mai răspândit tip este cel brun feriiluvial care urcă în altitudine până la cca. 1650 m, urmate mai sus de podzoluri humico-feriiluviale ce se regăsesc pe culmea Giumalău-Alunu.

Solurile litomorfe rendzinice sunt determinate de compoziţia mineralogică şi chimismul global al rocilor carbonatate care sunt diseminate în teritoriu, sub forma unor mici areale insulare în masa cristalină.

Solurile neevoluate ocupă cele mai mici suprafeţe, axate în principal pe culmea Giumalău-Alunu unde datorită climatului de tip alpin şi a unor forme de relief cu posibilităţi reduse de acumulare, solul este slab dezvoltat fiind de tipul litosol organic.

3. 2. 5. Factorii extrinseci (activităţile antropice)

Factorii extrinseci au apărut şi s-au dezvoltat o dată cu societatea umană şi pot cauza schimbări în evoluţia variabilelor din sistemul geomorfologic. Din categoria acestora, se pot menţiona: suprapăşunatul, despăduririle, amenajarea drumurilor forestiere, exploatările miniere de subteran şi suprafaţă, amenajarea suprafeţelor agricole de cultură a cartofului din apropierea gospodăriilor, îndiguirea răurilor etc.

De-a lungul timpului, omul s-a implicat tot mai mult în morfogeneză, constituindu-se ca agent morfogenetic. Astfel, în scopul lărgirii perimetrului de locuire acesta a procedat la despăduriri care iniţial, s-au axat pe terasele văilor principale (Bistriţa şi Moldova) iar ulterior au pătruns şi pe afluenţii mai importanţi (Putna, Izvorul Giumalăului, Puciosu, Fierul şi Rusca). Treptat, despăduririle s-au concentrat asupra versanţilor din imediata apropiere a aşezărilor umane, în scopul utilizării acestor suprafeţe ca păşuni şi fâneţe. Tot în acest scop s-a procedat şi la despădurirea interfluviilor plane din ariile centrale ale masivului. Deşi în prezent este un masiv bine împădurit, în decursul timpului, aici au existat numeroase parcele exploatate în sistem „ras" ce au necesitat amenajarea de numeroase drumuri forestiere care, în unele cazuri, urcă până pe interfluviile de la altitudinea de cca. 1600 m.

În perioada de după cel de-al doilea război mondial, s-au intensificat lucrările de prospecţiuni ale mineralelor utile, fapt ce a dus la apariţia unor şanţuri şi galerii de prospecţiune ce sunt însoţite de mici halde de steril, cum sunt cele din bazinele râurilor Izv. Giumalăului, Putna, Puciosu şi Colbu. Tot în această perioadă, în bazinul hidrografic Fierul, s-a conturat o mare exploatare de mangan care a necesitat ample decopertări, amenajări de căi de acces şi halde de steril. Această zonă poartă cel mai clar amprenta activităţii antropice asupra reliefului din Giumalău.

Importante sunt şi intervenţiile antropice din bazinul Gheorghiţeni unde a fost amenajată o exploatare a calcarului cristalin, sub formă de carieră, precum şi construcţia depozitului de muniţie de la Argestru care a necesitat o serie de lucrări în vederea amenajării unor galerii subterane ce însumează mai multe sute de metri lungime.

Activităţile antropice au influenţat şi o serie de procese geomorfologice de la nivelul albiilor minore şi majore ale Bistriţei, prin construcţia unor haituri ce erau utilizate la plutărit, dar şi prin lucrări de amenajare a malurilor.

O altă direcţie de manifestare a potenţialului morfologic antropic a fost cea a construcţiilor de drumuri de acces care urmăresc cu predilecţie albiile minore ale râurilor, dar, în unele cazuri, fac trecerea dintr-un bazin hidrografic în altul, peste anumite culmi. În această categorie intră şi amenajarea drumului european de la limita nord-vestică a masivului ce face conexiunea între valea Moldovei şi valea Bistriţei prin Pasul Mestecăniş.

Aliniamentul constituit de văile pâraielor Putna, afluentului său, Putnişoara, şi Puciosu a fost valorificat pentru construcţia tronsonului de cale ferată ce face legătura dintre valea Moldovei şi cea a Bistriţei, trecerea cumpenei de ape realizându-se printr-un tunel de cca. 1,6 km lungime.

3. 3. Factorul timp în morfogeneză

Evoluţia paleogeografică a Masivului Giumalău este strâns legată de evoluţia părţii nordice a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. Formaţiunile metamorfice au luat naştere pe parcursul mai multor cicluri orogenetice şi de metamorfism ce s-au succedat din precambrian până la sfârşitul paleozoicului.

În cadrul evoluţiei paleogeografice a acestei zone, de o importanţă majoră sunt ultimele două mari cicluri orogenetice: hercinic şi alpin.

Orogeneza hercinică (360 – 240 mil. de ani) ce s-a desfăşurat pe parcursul carbonifer-permianului a pus în loc osatura cristalină a Carpaţilor Orientali care parţial a fost exondată şi supusă agenţilor de modelare externi. Climatul cald şi arid a favorizat procesele de pediplanaţie, mărturie în acest sens stând breciile permiene formate din fragmente de cristalin ce au fost puse în evidenţă de M. Mureşan (1976), în zona cristalino-mezozoică la baza sedimentarului mezozoic.

La începutul triasicului relieful avea o altitudine redusă, ceea ce a făcut posibilă acoperirea lui în întregime de către mările mezozoice. Transgresiunea mezozoică a fost determinată şi de o afundare a uscatului cristalin. Ulterior, în ciclul tectonic alpin, pediplena hercinică şi stiva sedimentelor mezozoice care au acoperit-o au fost supuse unor ample mişcări plicative şi disjunctive.

Orogeneza alpină (240 mil. de ani – prezent) s-a desfăşurat pe parcursul mezozoicului, neozoicului şi se pare că se continuă şi astăzi. Aceasta a debutat cu mişcările din faza kimmerică veche, de la sfârşitul triasicului şi începutul jurasicului, când s-a deschis riftul geosinclinalului alpin. În acest ciclu orogenetic, mişcările pe verticală au determinat fragmentarea masivelor hercinice, precum şi înălţarea acestora. În triasic şi jurasic clima caldă şi umedă a favorizat producerea unor intense procese de modelare subaeriană. Relieful avea, cu siguranţă, o altitudine redusă, fapt ce este demonstrat de frecventele transgresiuni marine care au favorizat fosilizarea pediplenei hercinice de către sedimentele mezozoice. Aceste zone au ieşit de sub influenţa apelor marine doar în timpul fazelor kimmerice (vechi şi noi).

În cadrul mişcărilor din faza austrică, prin forfecarea soclului cristalin, are loc subşariajul pânzelor central-est-carpatice (bucovinice). La sfârşitul acestei faze zona

cristalino-mezozoică suferă un proces general de înălţare. Modelarea externă a reliefului s-a făcut în condiţiile unui climat tropical umed în care dominau procesele de alterare şi eroziune fluvială.

În faza orogenetică laramică (senonian superior-paleocen), s-a definitivat cutarea zonei cristalino-mezozoice, iar în partea vestică a Masivului Giumalău a început schiţarea tectonică a Depresiunii Dornelor ce funcţiona ca un golf în nord-estul Depresiunii Transilvaniei. Aceasta s-a scufundat pe planul unor falii tectonice ce au afectat partea vestică a zonei cristalino-mezozoice.

Modelarea subaeriană a părţii nordice a Carpaţilor Orientali pe parcursul fazei laramice s-a desfăşurat sub impulsul unui climat tropical şi subtropical. Procesele de modelare se diferenţiau pe două sezoane, unul secetos, marcat de procese de alterare profundă şi celălalt ploios care acţiona în sensul spălării produselor de alterare şi al transportului acestora spre baza versanţilor. Procesele menţionate au dus la nivelarea unor suprafeţe carpatice cu apariţia unor pediplene, care însă nu s-au păstrat în relieful masivului, datorită mişcărilor tectonice ulterioare.

Faza orogenetică savică s-a manifestat prin ample cutări şi înălţări care au favorizat intensificarea unor procese în cadrul masivelor cristalino-mezozoice, mărturie în acest sens stând consistentele pachete de conglomerate şi pietrişuri miocen-inferioare din bazinul Transilvaniei.

Fazele stirică, moldavă şi attică, din miocen, s-au caracterizat prin ridicări ample ale sectorului cristalino-mezozoic, urmate de perioade de calm tectonic în care eroziunea a dominat. Modelarea reliefului s-a făcut în condiţiile climatului de tip mediteranian, cu oscilaţii frecvente spre tipul arid sau ploios, care au favorizat formarea glacisurilor de eroziune şi a unor suprafeţe de nivelare.

Mişcările moldavice au avut o intensitate foarte pronunţată, comparabilă cu cea a mişcărilor austrice. Se presupune că această fază a adus profunde transformări reliefului ce s-a păstrat din etapele de evoluţie anterioare. În aceste condiţii s-a lansat ipoteza conform căreia nu se poate vorbi de un relief moştenit, din perioada presarmatică.

Ulterior mişcărilor moldavice, a urmat o perioadă de calm tectonic când Masivul Giumalău, aflat sub influenţa unui climat subtropical, dar cu umiditate destul de bogată, avea caracteristică o modelare a reliefului de tip fluvial. Conform lui I. Sîrcu (1961, 1970), în această perioadă a fost sculptată suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor (Cerbul) având caracteristicile unei peneplene aflate într-un stadiu incipient de evoluţie. Mişcările din faza attică au fragmentat această suprafaţă şi au supus anumite compartimente unor înălţări.

În perioada sarmato-pliocenă, modelarea reliefului Masivului Giumalău s-a făcut sub influenţa râurilor care debuşau în marea sarmatică ce deţinea importante depozite fluvio-deltaice volhiniene. Valea Moldovei avea bazinul hidrografic dezvoltat în masivul Giumalău încă din sarmaţianul inferior, extinzându-se treptat spre vest, prin eroziune regresivă, prin intermediul văii pârâului Putnei ce are un caracter antecedent. Antecedenţa este dată de faptul că această vale depăşeşte culmea Giumalău-Alunu, pe

care sunt înregistrate cele mai mari altitudini din masiv, la fel ca şi în cazul afluenţilor de dreapta ai Bistriţei (Borca, Bărnărel, Neagra Broştenilor) care au depăşit linia de maximă altitudine a Munţilor Bistriţei, împingându-şi bazinele spre vest.

Consistenţa debitului a favorizat menţinerea râului Moldova pe traseul iniţial, în pofida fazelor orogenetice de amploare, ce au avut loc ulterior. Valea transversală a Moldovei, continuată spre vest cu Valea Putnei, prezintă în lungul său o serie de variaţii de lăţime dependente de litologie (depresiunile Valea Putnei, Pojorâtei şi Câmpulungului). Acestea s-au format pe seama unor complexe litologice mai moi şi sunt separate de defilee axate pe complexe litologice mai rezistente. Depresiunea Pojorîta a rezultat în urma acţiunii erozive, accentuate de confluenţa pâraielor Valea Putnei şi Izvorul Giumalăului cu Moldova în zona centrală a sinclinalului marginal extern al Rarăului.

Încă din Basarabian, valea Bistriţei are un caracter antecedent, în sectorul de defileu de la Zugreni (I. Donisă, 1968), ceea ce demonstrează faptul că, în mare parte, reţeaua hidrografică din Giumalău, constituită din afluenţi ai Bistriţei, era deja schiţată încă din sarmaţianul mediu, păstrându-se pe aceleaşi trasee până în perioada actuală.

Conform situaţiei generale specifice principalelor sectoare transversale ale râurilor din nordul Carpaţilor Orientali, se poate considera că acest curs transversal al Bistriţei, din sectorul de la Zugreni, era deja format încă din Sarmaţianul inferior, având aproximativ aceeaşi vârstă cu cel al Moldovei iar direcţia de scurgere era tot spre est, către valea Moldovei. Alinierea perfectă a secoarelor transversale ale celor două râuri Bistriţa (Zugreni) şi Moldova (Prisaca Dornei) se datorează faptului că acestea derivă dintr-un vechi curs transversal care le unea. Deci, se poate presupune că, în Sarmaţianul inferior, bazinul hidrografic al Moldovei includea reţeaua hidrografică din sectorul vestic al Giumalăului (Bistriţa amonte de Zugreni şi afluenţii de stânga). Ulterior, în Sarmaţianul mediu, a pătruns regresiv dinspre sud un curs longitudinal care a captat succesiv toţi afluenţii transversali ce aparţin Munţilor Bistriţei şi, ajungând în sectorul de la Zugreni, a captat afluentul transversal al Moldovei definitivându-se actualul traseu al Bistriţei.

Fazele rodanică şi valahă au produs mişcări de înălţare, în special în partea a doua (valahă), cu cca. 400 – 500 m. Modelarea reliefului din pliocen a acţionat sub influenţa climatului de tip mediteranian cu nuanţe temperate în regiunile mai înalte. În aceste condiţii, munţii au fost supuşi unei intense denudări, cu formarea de lunci şi glacisuri laterale largi. Pe parcursul Cuaternarului, masivul s-a aflat sub influenţa unor oscilaţii climatice ample, cu temperaturi medii anuale care au variat între -9^0 C, în stadialul Riss, şi temperaturi medii mai ridicate decât azi în cadrul interstadialelor. Procesele geomorfologice specifice erau cele periglaciare, în stadiale, şi de eroziune, în interstadii. Principalele artere hidrografice (Bistriţa şi Moldova) s-au adâncit pe parcursul cuaternarului cu cca. 200 m. În Holocen, temperatura medie anuală a crescut cu cca. 10^0 C fapt care a determinat o accentuare a eroziunii fluviale, cu formarea luncilor actuale.

Datorită înălţării din faza valahă, văile au început un proces de adâncire, proces favorizat şi de variaţiile termice ce s-au succedat în pleistocen. Există astfel o alternanţă între procesele geologice periglaciare care acţionau în fazele glaciare şi procesele geomorfologice fluviale care au acţionat în fazele interglaciare. Procesele periglaciare acţionau în principal la nivelul versanţilor, materialul deluvial fiind în permanenţă transportat spre baza versanţilor cu tendinţa de formare a glacisurilor de acumulare.

Procesele geomorfologice de eroziune fluvială, care acţionau cu preponderenţă în perioadele interglaciare prin eroziune de suprafaţă şi torenţială, erau amplificate de debitele mari ale râurilor care evacuau spre regiunile extracarpatice importante cantităţi de aluviuni. Morfologia actuală a versanţilor este rezultatul ultimei manifestări periglaciare din wurm şi evoluţiei din Holocen.

Succesiunea fazelor orogenetice neozoice la intervale de timp destul de scurte a determinat o menţinere a reliefului în stadiile de tinereţe-maturitate fără să ajungă la forme mai avansate de evoluţie.

4. Tipuri genetice şi forme de relief

Originalitatea geomorfologică a Masivului Giumalău este o rezultantă a interacţiunilor spaţiale ale unor tipuri genetice şi forme de relief ce au luat naştere pe parcursul mai multor etape morfogenetice. Factorii endogeni au avut un rol primordial, prin dirijarea morfogenezei sub aspect tectono-structural şi petrografic. Sub aspectul raporturilor de interacţiune dintre condiţiile tectonice, structurile plicative şi substratul litologic, rolul dominant l-au avut avut condiţiile tectonice care şi-au pus amprenta într-un mod extrem de clar asupra fizionomiei actuale a reliefului. Pe fondul constituit de relieful tectono-structural, s-au individualizat şi formele de relief datorate litologiei. Punerea în evidenţă a acestora s-a realizat sub acţiunea agenţilor de modelare externi care au diversificat şi mai mult categoriile genetice de relief, îngreunând astfel estimarea aportului fiecărei categorii de factori, sub aspect genetic şi cauzal.

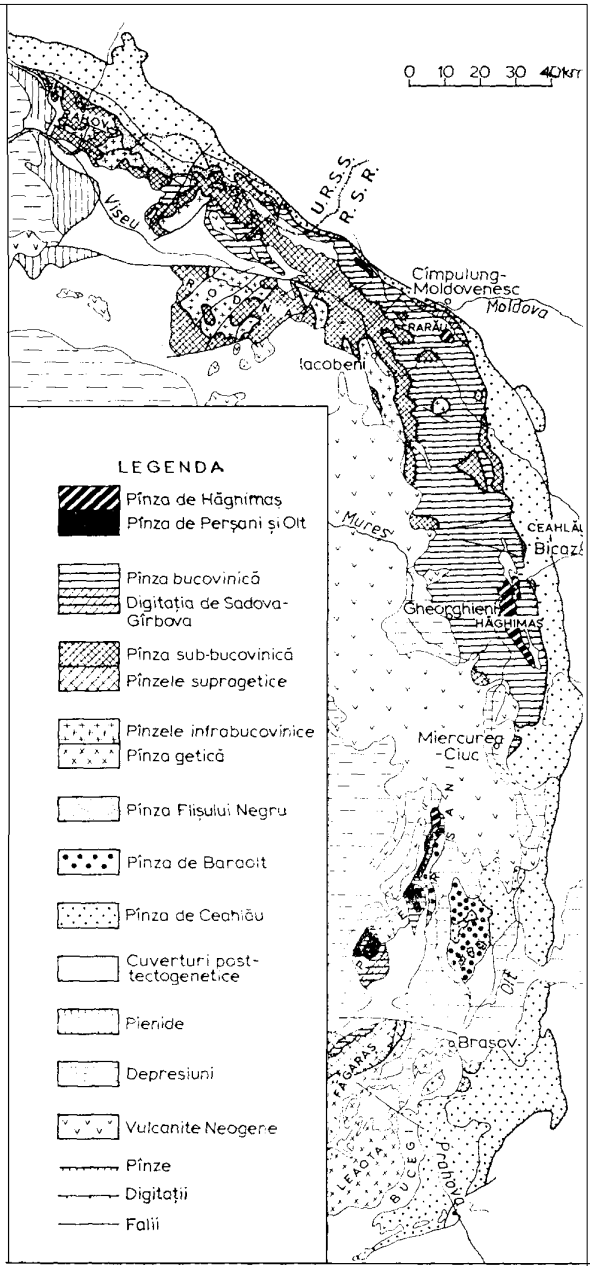
Din punct de vedere morfosculptural, în cadrul ansamblului morfogenetic al masivului, categoriile de relief fluvio-denudaţional şi fluvial deţin o pondere majoritară, urmate de cele ale reliefului periglaciar, biogen şi antropic care apar ca forme secundare grefate pe formele principale de relief.

4. 1. Relieful tectono-structural şi petrografic

Abordările geomorfologice la nivelul reliefului tectono-structural şi petrografic dintr-un masiv, ce aparţine zonei de aflorare a rocilor metamorfice, sunt destul de dificile din mai multe considerente, dintre care menţionăm în primul rând, vechimea acestor formaţiuni. Aceasta este una dintre cauzele care au favorizat puternica fragmentare tectonică a masivului, cu reactivarea fracturilor în cadrul fazelor orogenetice alpine. În acest mod, multe dintre formaţiunile structurale iniţiale au fost distruse, astfel încât a avut loc o diminuare treptată a potenţialului morfostructural, paralel cu creşterea potenţialului morfotectonic. Cu toate acestea, datorită diferenţierilor care apar în cadrul structurilor, la nivelul formaţiunilor litologice, sub aspectul rezistenţei la acţiunea de modelare a agenţilor externi, s-au putut păstra o serie de forme ale reliefului structural de tipul inversiunii de relief sau hog-back.

Principalele aliniamente de culmi sunt fragmentate de fracturi transversale sau de discontinuităţi de facies litologic, cu implicaţii directe în formarea unei reţele hidrografice, cu caracter preponderent divergent.

Aspectele morfostructurale ale Masivului Giumalău sunt o consecinţă a faptului că aparţine categoriei masivelor sau a munţilor grefaţi pe un substrat geologic predominant metamorfic, cu petice reduse de sedimentar mezozoic.



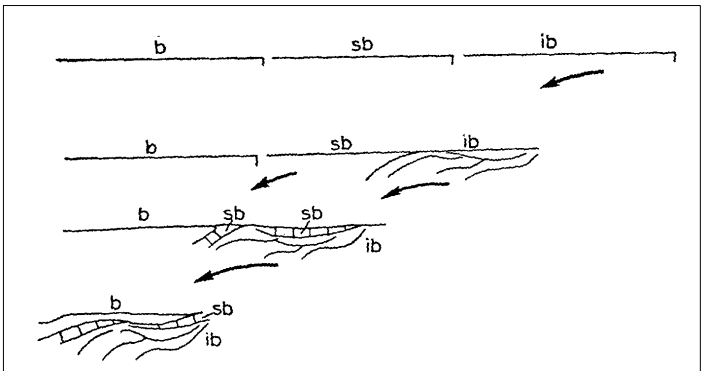
Schița tectonică a pânzelor central-est-carpatice (după M. Săndulescu, 1984)

Figura nr. IV. 1

Unitatea luată în studiu aparţine grupului de unităţi tectonice mezocretacice care constituie pânzele alpine central-est-carpatice, ce au o succesiune de sus în jos în ordinea următoare: pânza Bucovinică, pânza Sub-bucovinică şi pânzele Infrabucovinice (Figura nr. IV. 1).

M. Săndulescu (1984), luând în considerare vârsta pânzelor central-est-carpatice, demonstrează că acestea au fost puse în loc prin subşariaj, succesiv de la est spre vest, începând cu unităţile cele mai estice (infrabucovinice) de vârstă baremian-apţiană, continuând cu subşariajul pânzei Sub-bucovinice care s-a petrecut pe o perioadă de timp mai mare, cuprinsă între baremian-albian şi definitivându-se în albian, când a avut loc subşariajul pânzei Bucovinice peste sistemul format din pânzele Sub-bucovinică şi Infrabucovinică (Figura nr. IV. 2).

Pe teritoriul masivului studiat, au fost identificate patru unităţi tectonice prealpine, suprapuse prin intermediul unor şariaje prealpine. Succesiunea acestor pânze în fundamentul pânzelor mezocretacice, este mereu aceeaşi, de la suprafaţă



Ipoteza succesiunii punerii în loc a pânzelor central-est-carpatice;
b -pânza Bucovinică; sb -pânza Sub-bucovinică; ib -pânzele infrabucovinice;
(după M. Săndulescu, 1984)

Figura nr. IV. 2

spre adâncime: pânza de Rarău, pânza de Putna, pânza de Pietrosu Bistriţei şi pânza de Rodna.

Cu toate că nu întotdeauna unităţile tectonice prealpine sunt personalizate în relief, s-a considerat că prezentarea lor este necesară, întrucât existenţa unora dintre aceste pânze prealpine (pânza de Pietrosu Bistriţei) a determinat necesitatea revizuirii unor concepte legate de prezenţa unui corp subvulcanic de tip dyke în partea sud-estică a masivului.

Din aceste considerente, în cadrul analizei morfostructurale şi morfotectonice a masivului se vor face frecvente referiri la pânzele prealpine, indicându-se în permanenţă apartenenţa acestora la unităţile tectonice mezocretacice.

4. 1. 1. Relieful tectono-structural

Rocile metamorfice aflorează pe întreaga suprafaţă a masivului, cu excepţia câtorva areale unde sunt acoperite de formaţiuni sedimentare ale pânzelor Sub-bucovinică şi Infrabucovinică de Iacobeni. Cristalinul se impune în cadrul reliefului structural, prin direcţiile generale ale cutelor sale care păstrează orientarea NNV-SSE. Structurile de tipul anticlinalelor şi sinclinalelor prezintă căderi ale flancurilor cuprinse între 30 - 80°, atât spre nord-est cât şi spre sud-vest. Conform lui V. Erhan (1974), rareori au fost întâlnite cazuri în care căderile aveau valori mai mici de 30° sau mai mari de 80°.

În partea estică, la limita cu Masivul Rarău, a fost identificat un anticlinal cu dezvoltare, pe direcţia NV-SE, care poate fi urmărit, începând de la Pojorîta, până spre obârşia pârâului Izvorul Giumalăului. Axul anticlinalului aparţine Masivului Rarău, iar pârâul Izvorul Giumalăului, situat la limita dintre cele două masive, şi-a sculptat valea pe flancul sud-vestic al acestuia. Înclinarea stratelor constituite din intercalaţii de cuarţite negre şi metatufuri bazice, este de cca. 80°. Rezistenţa mare a cuarţitelor la acţiunea agenţilor de modelare externi, asociată cu înclinarea stratelor s-au constituit în factori de susţinere a acestui flanc şi a integrităţii întregii structuri anticlinale, mărturie în acest sens stând conformaţia actualei reţele hidrografice. Bazinul hidrografic al pârâului Izvorul Giumalăului este asimetric, cei mai importanţi afluenţi fiind cei de stânga, în timp ce, pe partea dreaptă, aceştia sunt mai puţin evoluaţi datorită rezistenţei structural-litologice mai mari la eroziunea fluvială. Pe partea stângă

eroziunea fluvială regresivă a acţionat într-un mediu mai prielnic constituit din şisturi sericito-cloritoase şi sericito-grafitoase, dispuse într-o structură de tip sinclinal. Concomitent cu asimetria bazinului hidrografic se evidenţiază şi cea a văii Izvorul Giumalăului, impusă îndeosebi de structură. Astfel, versantul drept, conform cu înclinarea pachetului de cuarţite, are declivităţi mai mari decât cel stâng. Din punct de vedere morfologic, acestei structuri anticlinale îi corespunde o culme cu orientarea nord vest-sud estică ce uneşte vărfurile Adam şi Eva cu Obcina Florească şi culmea Munceii Înşiraţi, până la est de şaua Podu Colbului. Un rol important în menţinerea în relief a acestei culmi îl are gnaisul ocular de Rarău care aflorează în această zonă, în fruntea şariajului pânzei prealpine de Rarău Bucovinică.

La sud-vest de această structură anticlinală se află o structură sinclinală care depăşeşte spre nord-vest limita masivului, ajungând în valea Moldovei, în zona localităţii Colacu, iar spre sud-est ajungând la cursul superior al pârâului Colbu (Figura nr. IV. 3). Litologic, acest sinclinal este constituit predominant din şisturi sericito-cloritoase, clorito-sericitoase şi sericito-grafitoase care au favorizat pătrunderea regresivă spre sud-vest a celor doi principali afluenţi de stânga ai Izvorului Giumalăului respectiv Chilia şi pârâul Şurii. Morfologia locală, aferentă axului sinclinalului, se remarcă printr-o serie de sectoare în care interfluviile sunt mai largi iar versanţii au declivităţi mai reduse decât în sectoarele învecinate. O astfel de situaţie a fost identificată pe interfluviul Piciorul Văcăriei unde se constată o diminuare bruscă a declivităţii şi o lărgire a culmii. Acelaşi aspect poate fi observat şi pe interfluviul Piciorul Chiliei, precum şi la vest de şaua Podu Colbului.

Morfostructural, se pune foarte bine în evidenţă culmea principală Giumalău-Alunu, a cărei orientare nord vest-sud estică este conformă cu orientarea generală a elementelor tectono-structurale. În literatura de specialitate s-a implementat ideea că alura masivă a culmii Giumalău-Alunu ar fi o consecinţă a existenţei dyke-ului porfiroid de Pietrosu, care pătrunde ca o lamă în interiorul acestei culmi. Noile

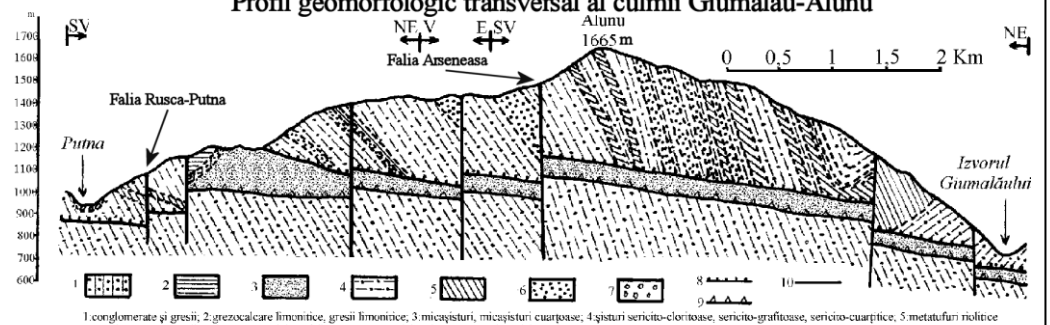


Figura nr. IV. 3

interpretări tectonice din această regiune contestă existenţa unei structuri de tip dyke, considerând porfiroidul de Pietrosu ca parte din constituţia petrografică a pânzei prealpine de Pietrosu Bistriţei. Cercetările amănunţite de teren au demonstrat că, de

fapt, suprafaţa de aflorare a rocilor porfiroide în Giumalău este mult mai extinsă decât se credea, acestea aflorând de sub pânza de Putna, pe partea stângă a văii Bistriţei începând din bazinul pârâului Gheorghiţeni, până în bazinul pârâului Colbu (I. Balintoni, 1981). Deci, în condiţiile dezvoltării în pânză a porfiroidelor de Pietrosu interpretările geomorfologice care explică masivitatea culmii pe baza existenţei dyke-ului porfiroid nu mai sunt de actualitate.

Analizând elementele tectono-structurale din zonă, se observă că structurile disjunctive direcţionale, situate de o parte şi de alta a acestei culmi, sunt planuri verticale, pe suprafaţa cărora acest compartiment a suferit o mişcare de înălţare imprimându-i-se astfel, un caracter de horst. Înălţarea compartimentului Zugreni-Giumalău-Alunu, situat între structurile disjunctive Arseneasa şi Crucea-Colbu, a fost destul de amplă, întrucât în acest sector aflorează formaţiuni ale pânzei de Rodna, din pânza Bucovinică, la altitudini de cca. 1400 m. Nu în ultimul rând, şi structura plicativă a contribuit la menţinerea în relief a acestei culmi, astfel, plierea stratelor formaţiunii Tg_1 şi Tg_2 din pânza de Putna are orientare nord vest-sud estică, iar unghiurile sub care acestea înclină au valori cuprinse între 70 - 80°. Caracteristicile structurale, precum şi alternanţa litologică din cadrul formaţiunilor amintite (şisturi sericito-cloritoase, metatufuri acide, cuarţite negre), au avut un rol important pentru morfologia acestei culmi. Se poate considera că, din punct de vedere morfotectonic, este o culme grefată pe un horst, iar din punct de vedere morfostructural se prezintă ca o creastă de tip hog-back (Figurile nr. IV. 7 şi 8).

La sud-vest de vârful Giumalău, în zona Poiana Ciungilor – Poiana Ticseni, sunt puse în evidenţă două structuri sinclinale ce flanchează un anticlinal. Cele trei structuri au orientarea nord vest-sud estică, iar flancurile au înclinări cuprinse între 60° şi 80°. În cazul acestor structuri, evidenţierea morfologică este destul de redusă, atât datorită monotoniei petrografice, dată de predominarea şisturilor cuarţitice sericito-cloritoase, cât şi datorită morfosculpturii care şi-a pus amprenta prin modelarea suprafeţei de nivelare Poiana Ciungilor (Cerbu).

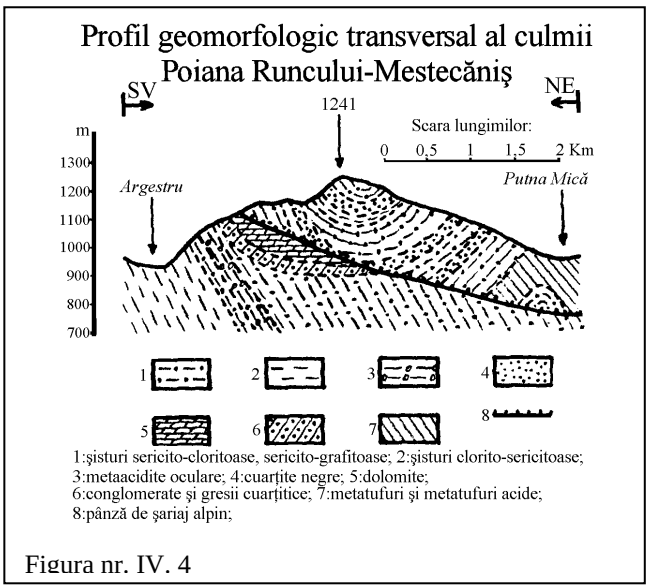


Figura nr. IV. 4

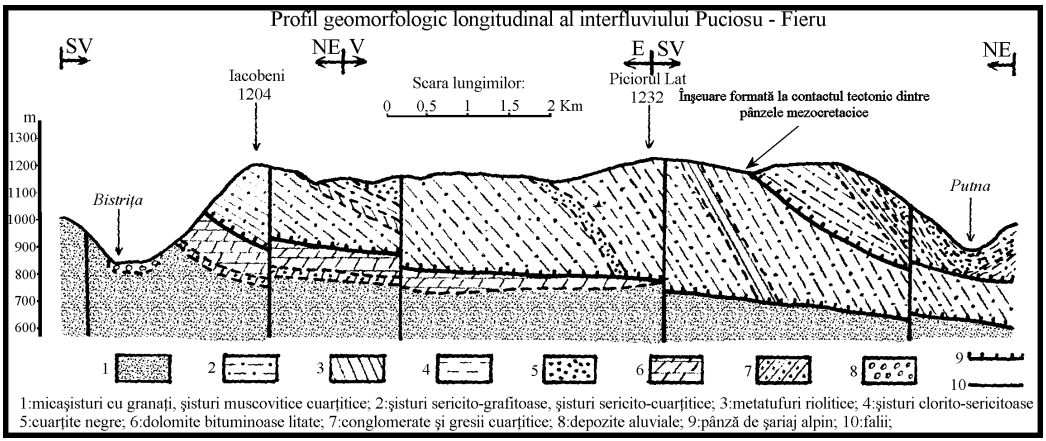


Figura nr. IV. 5

Structurile cutate au dus, în unele cazuri, la apariţia unor inversiuni de relief. Astfel, în zona culmii Poiana Runcului-Mestecăniş, între Poiana Lungă şi Poiana Ţîhla, a fost identificată o cută sinclinală ce se dezvoltă pe o distanţă de cca. 6 Km, pe direcţia nord vest-sud est, şi pe care se suprapune foarte fidel, sectorul respectiv de culme. Din punct de vedere petrografic, această cută este alcătuită dintr-o alternanţă de şisturi cuarţitice, şisturi clorito-sericitoase şi cuarţite cenuşii dispuse în strate cu înclinări de 45 - 60° (Figura nr. IV. 4).

Apariţia şi menţinerea acestei inversiuni de relief a fost posibilă datorită faptului că pachetele de cuarţite cenuşii, care aflorează în flancurile sinclinalului de o parte şi de cealaltă a culmii, au avut un rol deosebit de important prin rezistenţa lor la acţiunea agenţilor de modelare a externi. Tot datorită prezenţei cuarţitelor cenuşii în axul sinclinalului s-au păstrat o serie de martori de eroziune, cum este cazul vârfului din apropierea obârşiei pârâului Argestru, care se ridică cu cca. 40 m deasupra nivelului general al culmii.

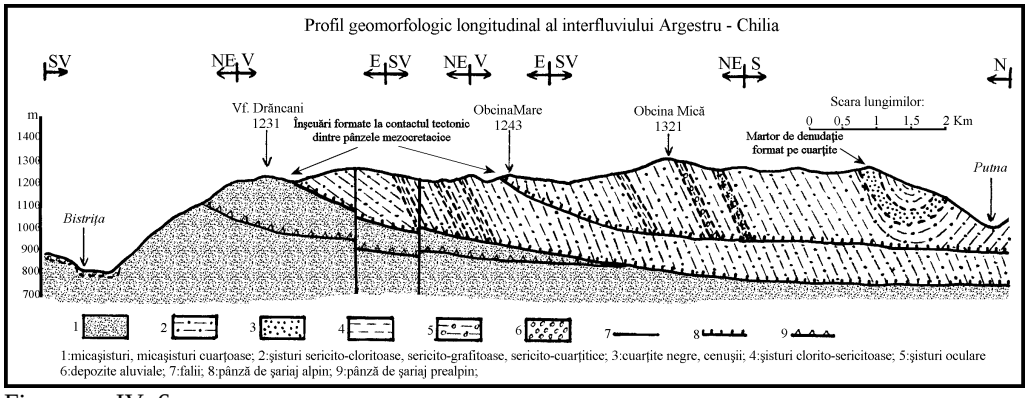


Figura nr. IV. 6

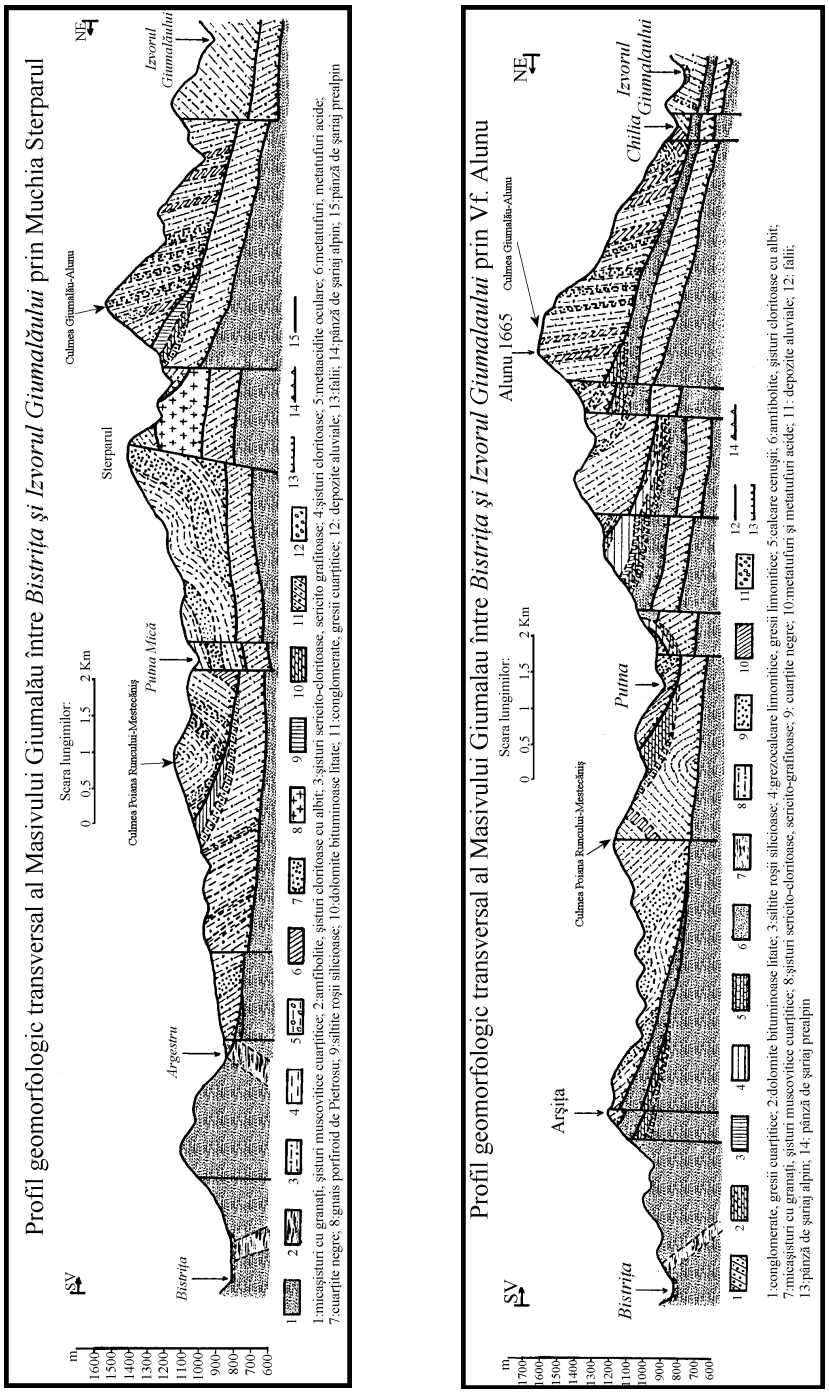
Aceeaşi orientare, pe direcţia nord vest-sud estică, o deţine şi culmea Poiana Runcului-Mestecăniş, grefată pe un substrat geologic ceva mai diversificat, întrucât, în zona Pasului Mestecăniş aflorează şi pânza Sub-bucovinică (Figurile nr. IV. 5 şi 6). Trecerea de la o unitate tectonică la alta nu a avut o repercusiune importantă asupra orientării acestei culmi, întrucât structurile cutate ale pânzei Sub-bucovinice păstrează orientarea celor din pânza Bucovinică.

În cazul structurii sinclinale, ce se pune în evidenţă în Pasul Mestecăniş, alternanţa petrografică a depozitelor a fost favorabilă producerii unei inversiuni de relief, zona Pasului Mestecăniş suprapunându-se flancului nord-estic al sinclinalului suspendat, a fost favorizată de aflorarea, pe direcţia acestei culmi a unor pachete de şisturi sericito-cloritoase cuarţitice. Pe lângă aceste şisturi, structura sinclinală mai conţine şi un pachet de metatufuri riolitice, iar în axul sinclinalului aflorează şisturi sericito-cloritoase. Metatufurile riolitice (slab rezistente la acţiunea agenţilor de modelare externi) care aflorează în Pasul Mestecăniş au favorizat regresul altitudinal al culmii, până la 1096 m, fenomenul producându-se contrar înălţării tectonice a acestui compartiment faţă de compartimentele învecinate.

În zona de aflorare a pânzei Infrabucovinice de Iacobeni, au fost identificate o serie de structuri cutate care au aceeaşi direcţie de dezvoltare, nord vest-sud estică. Aceste structuri sunt foarte slab evidenţiate în relief datorită relativei monotonii petrografice, impuse de predominarea micaşisturilor.

În ceea ce priveşte reţeaua de drenaj, se constată că aceasta prezintă foarte multe aspecte de concordanţă sau discordanţă faţă de structura geologică generală. Se remarcă caracterul concordant al anumitor sectoare de văi principale. Valea Bistriţei are un caracter concordant de la confluenţa cu pârâul Puciosu, până la confluenţa cu Neagra Şarului, păstrând direcţia generală NV-SE. De remarcat este faptul că, pe acest sector, caracterul longitudinal al văii este asociat unei inversiuni de relief. Acest lucru se observă în zonele în care valea este sculptată în lungul unui anticlinal unde, interceptând un pachet de amfibolite, se îngustează foarte mult. Caracter concordant cu structura are şi sectorul longitudinal al văii Putnei, cu prelungirea acestuia pe Putna Mică. De asemenea, valea pârâului Izvorul Giumalăului, pe întreaga sa lungime, are o dezvoltare generală conformă cu structura geologică. Din categoria văilor mai mici, dar care prezintă evidente caractere de concordanţă cu structura geologică, menţionăm văile Timişului şi pârâului Frumos, afluenţi de dreapta ai Putnei.

În ceea ce priveşte caracterul transversal al unor văi, menţionăm aici valea Bistriţei între confluenţa cu Neagra Şarului şi confluenţa cu pârâul Colbu, sectorul inferior al văii Putnei şi văile unor afluenţi de stânga ai Bistriţei (Argestru, Chilia etc).



Figurile nr. IV. 7 şi 8 Prelucrare după I. Bercia şi colab., 1975

În cadrul reliefului structural, se pun în evidenţă contactele dintre pânzele

mezocretacice, materializate la suprafaţă prin linii tectonice, mai mult sau mai puţin sinuoase care se încadrează în general unor aliniamente pe direcţia nord vest-sud estică. Influenţa liniilor de contact tectonic asupra reliefului nu pare a fi foarte evidentă, cu excepţia zonelor în care formaţiuni metamorfice încalecă peste cele sedimentare. Sunt evidente liniile de şariaj ale pânzei Bucovinice peste pânza Sub-bucovinică şi ale pânzei Sub-bucovinice peste pânza Infrabucovinică de Iacobeni, de-a lungul cărora pot fi observate o serie de diferenţieri la nivelul declivităţii versanţilor şi a densităţii fragmentării reliefului (Figurile nr. IV. 5 şi 6).

În ceea ce priveşte problematica fracturilor direcţionale, se remarcă faptul că acestea se grupează pe anumite aliniamente ce traversează longitudinal Masivul Giumalău, de la nord-vest spre sud-est. În majoritatea cazurilor, aceste fracturi au fost deviate de la traseul iniţial datorită numeroaselor falii transversale, care le afectează şi care prin decroşare au deplasat anumite compartimente. Situaţia tectonică actuală este rezultatul unor etape paleogeografice, în cadrul cărora s-au produs fracturile direcţionale, urmate de etape tectonice în care fracturarea s-a produs cu predilecţie pe direcţii transversale, având caracter profund şi afectând întreaga succesiune de pânze de şariaj de pe traseul acestora.

Începând de la est către vest, se remarcă un prim aliniament de fracturi direcţionale care afectează doar sectorul nord-estic al masivului, plecând din valea Putnei, la nord-vest, şi continuând, spre sud-est, până la obârşia pârâului Colbu de unde, se continuă în Masivul Rarău. Compartimentul tectonic situat la vest de acest aliniament de falii este uşor înălţat, faţă de cel estic şi basculat spre nord-est. De partea cealaltă a faliei, compartimentul situat la est a suferit o serie de basculări care, pe alocuri, au produs înclinări importante ale întregii stive de roci metamorfice (Figurile nr. IV. 7 şi 8).

Spre vest, următorul aliniament de fracturi direcţionale poate fi urmărit începând de la confluenţa pârâului Timiş cu Putna, pe partea dreaptă a acestuia până la obârşie, după care trece în bazinul Putnei Mari, pe partea dreaptă a pârâului Sterparul, pe sub vârful Giumalău spre pârâul Arseneasa, până în defileul Bistriţei de la Zugreni (falia Arseneasa). Falia Arseneasa a determinat şi instalarea cursului longitudinal al văii Timişului care are un evident caracter tectonic.

Este o falie în foarfece, aproape dreaptă, pe planul căreia s-a produs ridicarea compartimentului situat la est. Se pare că acest compartiment pe care, de altfel, este grefată culmea Giumalău-Alunu, s-a comportat ca un veritabil horst, fapt ce explică într-o anumită măsură, altitudinile mari înregistrate în această culme.

În zona dintre vârful Giumalău şi defileul Bistriţei de la Zugreni, compartimentul aferent culmii Giumalău-Alunu este delimitat spre est de o fractură direcţională denumită falia Crucea – Colbu care, la nord de defileul de la Zugreni, pune în contact formaţiunile Tg_1 şi Tg_2 din pânza de Putna Bucovinică. Şi aceasta este o falie aproximativ verticală pe planul căreia a coborât compartimentul situat la est astfel încât formaţiunea Tg_2 se află în adâncime faţă de Tg_1. Falia Crucea – Colbu a

fost identificată spre nord-vest, până în apropierea vârfului Giumalău sector în care caracterul de horst al culmii este foarte evident.

În partea centrală a masivului, traversându-l, dinspre nord-vest spre sud-est, se află un aliniament de fracturi direcţionale, deosebit de important în morfologia actuală a zonei. Acest aliniament este axat pe partea dreaptă a văii Putnei pe care o urmăreşte până la obârşia Putnei Mici, după care se continuă spre sud-est până în zona de confluenţă a pârâului Rusca cu Bistriţa (Rusca-Putna). Aliniamentul de falii are o importanţă majoră, întrucât se pare că a stat la originea direcţionării văii Putnei de la un caracter transversal la unul longitudinal. Acelaşi lucru se poate spune şi despre evoluţia cursului mediu şi inferior al râului Rusca, sector în care valea s-a mulat pe un aliniament disjunctiv direcţional.

Cel mai vestic aliniament al structurilor disjunctive direcţionale se află situat în apropierea liniei de şariaj al pânzei Sub-bucovinice peste cea Infrabucovinică de Iacobeni. Şi în acest caz, fracturile au produs o coborâre a compartimentului situat la vest, fapt ce în morfologie a avut un rol important, întrucât actualmente acest aliniament se suprapune, în parte, cu versantul stâng al Bistriţei.

Structurile disjunctive transversale s-au format ulterior celor direcţionale şi, asemenea acestora, au fost reactivate succesiv pe parcursul tuturor fazelor orogenetice care s-au exercitat în zona carpatică. Ca şi în cazul celor direcţionale, există structuri disjunctive transversale care traversează întregul masiv de la sud-vest spre nord-est, continuându-se şi în masivele cristaline învecinate, acţionând astfel pe întreaga lăţime a zonei cristalino-mezozoice. În această categorie, se încadrează aliniamentul Roşu-V.Dornei-Vf.Giumalău-Rarău constituit din două fracturi, aproximativ paralele, dispuse la aproximativ 1,5 km una faţă de cealaltă în zona Vatra Dornei, distanţă care se măreşte treptat ajungând la aproximativ 3 Km, la contactul dintre Giumalău şi Rarău. Compartimentul delimitat de cele două falii transversale a suferit o mişcare de scufundare şi deplasare spre sud-vest fragmentând structurile direcţionale plicative şi tectonice. Structurile disjunctive transversale sunt cele care au avut un rol deosebit de important în direcţionarea unor văi transversale (Chilia, Rusca, Fierul, Puciosu, Putna Mare şi tronsoane din sectorul transversal al Putnei).

În ceea ce priveşte sectorul transversal al Bistriţei, I. Donisă (1968) afirmă că "Bistriţa străpunge anticlinalul căruia i se suprapune culmea Giumalău – Pietrosu printr-o lăsare axială tocată de falii". Această afirmaţie ar trebui să fie reconsiderată în lumina cercetărilor mai recente care nu au confirmat existenţa unei structuri anticlinale şi nici a uneia de tip dyke.

Referitor la problema faliilor menţionate de autor şi modul cum acestea au influenţat evoluţia văii transversale a Bistriţei, într-un articol publicat de I. Balintoni şi I. Gheuca, în anul 1981, în care se analizează o serie de probleme structurale ale văii Bistriţei, între Dorna Arini şi Zugreni, se specifică faptul că, în acest sector, nu au fost identificate falii transversale importante. De altfel, acest lucru se poate deduce şi din materialele cartografice recente în care, în această zonă, nu au fost figurate fracturi transversale (Figura nr. IV. 9).

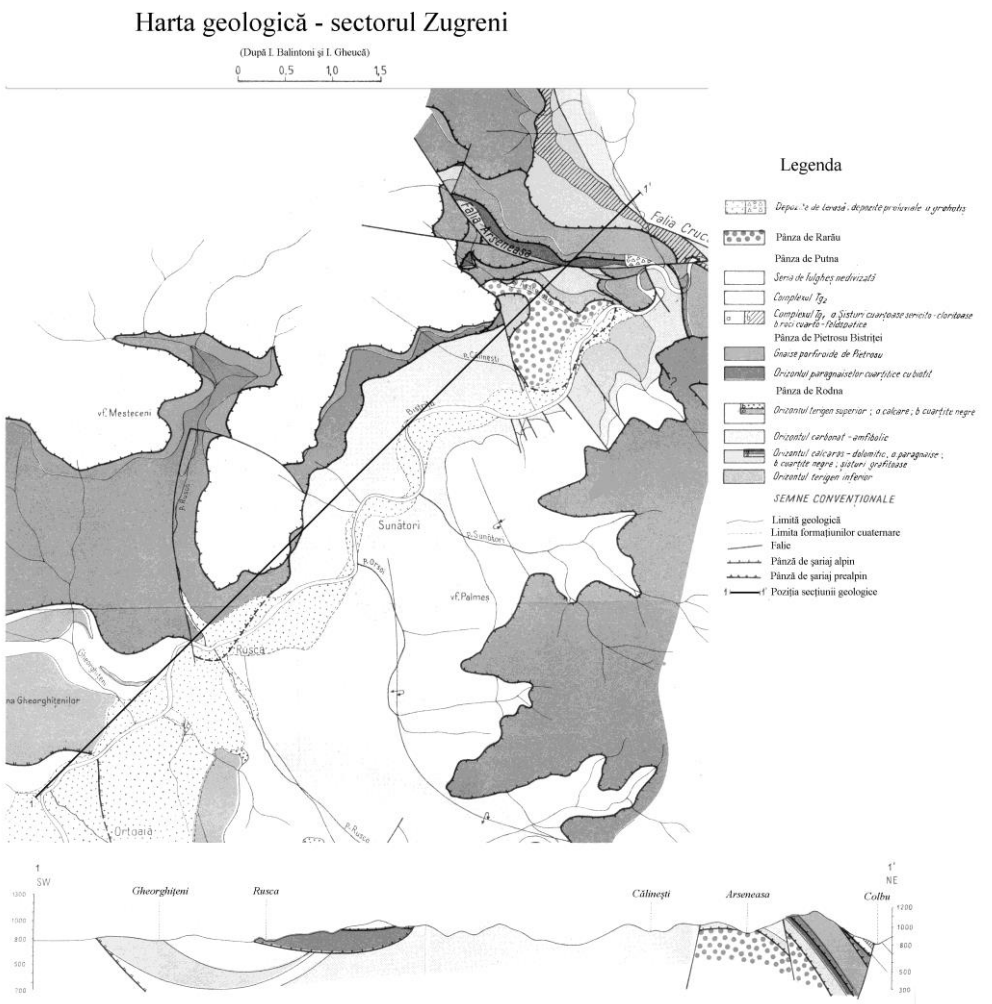


Figura nr. IV. 9 Harta geologică a sectorului transversal al Bistriţei de la Zugreni

In concluzie, ipoteza care susţine formarea văii transversale a Bistriţei într-un sector puternic fragmentat de fracturi transversale nu este susţinută de cercetările geologice mai recente, singura explicaţie plauzibilă a acestui traseu fiind cea a antecedenţei.

4. 1. 2. Relieful petrografic

Morfolitologia reprezintă rezultatul interacţiunii agenţilor de modelare externi cu asociaţiile petrografice din substratul geologic, acestea din urmă având un rol predominant. Pentru geomorfologie, deseori, mult mai importante decât proprietăţile fizico-chimice ale unui anumit tip de rocă sunt asociaţiile petrografice (complexele litologice) care, după cum afirma A. Todorescu (1984), formează o masă naturală, discontinuă şi anizotropă.

Naturaleţea este dată de proprietăţile şi heterogenităţile ei, care sunt rezultatul unei lungi evoluţii pe scara timpului geologic, interiorul masei de rocă ascunzându-se la un examen direct, neputând fi niciodată complet cunoscut.

Discontinuitatea este determinată de prezenţa fisurilor şi a fracturilor care au caracteristici inferioare în raport cu cele ale matricei rocilor însă deosebit de importante pentru geomorfologie.

Anizotropicitatea este dată de faptul că suprafeţele de separaţie sunt orientate după diferite sisteme.

În geologie, se remarcă faptul că omogenitatea asociaţiilor petrografice, sub aspectul rezistenţei la dislocare, este dată de tipurile de roci ce le constituie. S-a încercat astfel o grupare a rocilor, în funcţie de proprietăţile fizico-chimice ale cristalelor de minerale care, din punct de vedere fizic, se referă la zgâriere, şlefuire, forare şi presiune, proprietăţi de care depinde rezistenţa la dislocare.

Normativele din 1986 elaborate de Ministerul Minelor, Petrolului şi Geologiei prevăd, în acest sens, 12 categorii de roci, rezistenţa acestora la dislocare crescând de la categoria 1 la categoria 12. În funcţie de aceste normative, s-a elaborat o clasificare a tuturor tipurilor de roci care aflorează în Masivul Giumalău (Tabel nr. IV. 1).

Clasificarea rocilor pe baza proprietăţilor fizico-mecanice personalizează rezistenţa acestora la eforturi mecanice (la dislocare), fiind totodată proporţională cu rezistenţa rocilor la acţiunea agenţilor de modelare externi.

În cadrul masivului, s-a încercat diferenţierea unor asociaţii petrografice (complexe litologice) în funcţie de rezistenţa acestora la acţiunea agenţilor de modelare externi, fiind individualizate:

-complexe litologice cu rezistenţă mare, care cuprind unităţi structurale ale pânzei Bucovinice (pânza de Putna cu formaţiunile Tg_1 şi Tg_2, pânza de Pietrosu Bistriţei şi pânza de Rodna) şi ale pânzei Sub-bucovinice (formaţiunea Tg_2 din pânza de Putna);

-complexe litologice cu rezistenţă medie, ce includ pânza Sub-bucovinică (formaţiunea Tg_1 din pânza de Putna) şi pânza Infrabucovinică de Iacobeni;

-complexe litologice cu rezistenţă mică, în care se încadrează formaţiunile Tg_3, din pânzele Bucovinică şi Sub-bucovinică (Harta nr. 6).

Tabel nr. IV. 1 Clasificarea rocilor din Masivul Giumalău în funcţie de capacitatea acestora de a se opune la dislocare

Categoria de rezistenţă	Tipuri de roci
4	siltite negricioase
5	calcare cenuşii, dolomite bituminoase, metatufuri bazice
6	gresii limonitice, dolomite, metatufuri acide, metatufuri riolitice, metatufite, metaacidite oculare
6 - 7	grezocalcare limonitice, şisturi grafito-sericitoase
7	conglomerate, filite, calcare grezoase, şisturi sericito-cloritoase, şisturi clorito-sericitoase, şisturi sericito-grafitoase, şisturi clorito-albitice, şisturi cloritoase, calcare
7 - 8	amfibolite
8	siltite roşii silicioase, gresii cuarţitice, brecii, micaşisturi cu granaţi, calcare cristaline
9	calcare cu cuarţ
9 - 10	şisturi oculare
10	şisturi cuarţitice sericito-cloritoase, şisturi muscovitice cuarţitice, micaşisturi cuarţoase, şisturi cuarţoase cu muscovit, gnaise amfibolitice, şisturi cuarţitice feldspatice, migmatite oculare
11	cuarţite negre, gnaise porfiroide de Pietrosu, gnaise cuarţo-feldspatice, paragnaise cuarţitice cu biotit
12	jaspuri, cuarţite rubanate, cuarţite cu sericit

În funcţie de rezistenţa la acţiunea agenţilor de modelare externi, complexele litologice au fost analizate, pe rând, începând cu cele ale căror rezistenţă este mare.

4. 1. 2. 1. Relieful aferent complexelor litologice cu rezistenţă mare la acţiunea agenţilor de modelare externi

4. 1. 2. 1. 1. Morfolitologia formaţiunii Tg_1 din pânza de Putna Bucovinică

Această formaţiune aflorează pe suprafeţe mari în zona central-sudică a masivului. Rocile acesteia constituie, în parte, substratul litic al culmii principale cu altitudinea maximă în Vf. Giumalău. Totodată, ocupă suprafeţe importante în bazinul râului Timiş şi în bazinul superior al râului Putna.

Stratigrafic, limita inferioară a formaţiunii este dată de planul de şariaj al pânzei de Putna peste pânza de Pietrosu Bistriţei, iar cea superioară, de baza primului nivel de cuarţite negre al formaţiunii Tg_2 (I. Balintoni, 1981, 1984).

Din punct de vedere petrografic, este constituită dintr-o alternanţă de şisturi cuarţoase muscovito-cloritoase feldspatice, micaşisturi retromorfe şi paragnaise biotitice în care se intercalează unul sau două niveluri de roci cuarţo-feldspatice cu structură gnaisică. De asemenea, sunt prezente o serie de cuarţite negre translucide, metatufuri şi metatufite acide, şisturi clorito-sericitoase, şisturi oculare şi şisturi cuarţitice sericito-cloritoase feldspatice.

Din punct de vedere morfolitologic, se remarcă faptul că ponderea majoritară în suprafaţa de aflorare o deţin şisturile cuarţitice sericito-cloritoase pe care s-a grefat culmea Giumalău-Alunu, cu vârfurile Giumalău (1856,5 m) şi Alunu (1665 m). Prin rezistenţa lor mare la acţiunea agenţilor de modelare externi, au favorizat păstrarea la vest şi sud-vest de vârful Giumalău, la altitudinea de 1500 – 1600 m, a unui fragment din suprafaţa de nivelare miocenă Poiana Ciungilor. Tot litologia este cea care a determinat formarea unor sectoare de văi largi, în alternanţă cu sectoare mai înguste. Astfel, în sectorul de confluenţă a Putnei Mari cu Putna Mică, profilul transversal al văii este larg, cu versanţii slab înclinaţi, la baza cărora s-au format glacisuri de acumulare de mari dimensiuni. Aceste caracteristici geomorfologice sunt rezultatul unui substrat litologic favorabil constituit din metatufuri şi metatufuri acide a căror rezistenţă la acţiunea agenţilor de modelare externi este mult mai mică decât a şisturilor cuarţitice din jur. Slaba rezistenţă a metatufurilor acide este foarte evidentă, întrucât acestea, deşi aparţin unei structuri anticlinale, au fost ferăstruite uşor de pârâul Putna Mică. La polul opus al rezistenţei, se situează cuarţitele cenuşii şi rubanate care, acolo unde sunt traversate de pârâul Putna, produc îngustări ale văii.

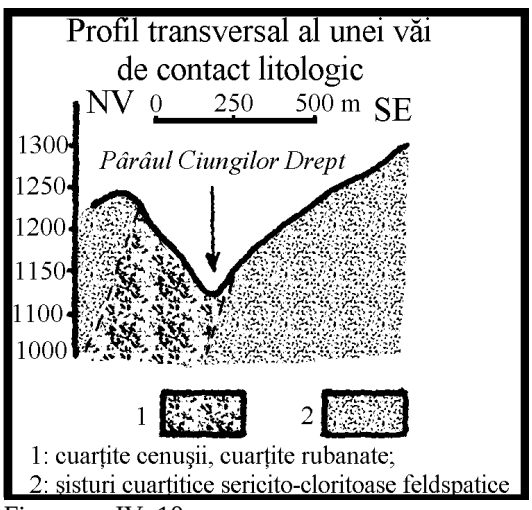


Figura nr. IV. 10

O altă caracteristică a eroziunii selective este dată de existenţa văilor de contact litologic care, de cele mai multe ori, sunt asimetrice. Un caz tipic este acela al pârâului Ciungilor Drept al cărui versant drept este sculptat într-un substrat constituit din cuarţite cenuşii şi cuarţite rubanate, în timp ce versantul stâng este grefat pe şisturi cuarţitice sericito-cloritoase. Rezistenţa mare a cuarţitelor, la acţiunea agenţilor de modelare

externi, a dus la formarea unui versant abrupt, cu pante ce depăşesc 30°, în timp ce versantul stâng, sculptat în şisturi cuarţitice sericito-cloritoase, mai puţin rezistente la eroziune, comparativ cu cuarţitele, prezintă declivităţi mai mici, situate în jurul valorii de 20° (Figura. nr. IV. 10).

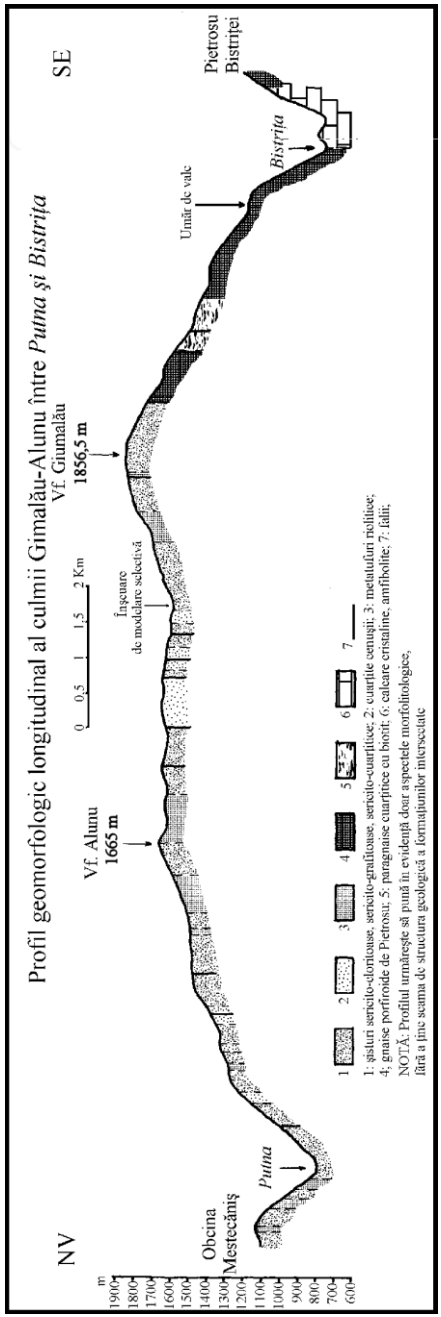


Figura nr. IV. 11

4. 1. 2. 1. 2. Morfolitologia formaţiunii Tg_2 din pânza de Putna Bucovinică

Cel mai mare areal de aflorare al acestei formaţiuni se află situat de-a lungul versantului nord-estic al culmii Giumalău-Alunu, iar cel de-al doilea areal de aflorare se află poziţionat în partea central-nordică a masivului.

Stratigrafic, limita inferioară a acestei formaţiuni se consideră a fi la baza primului nivel de cuarţite negre, ce se află poziţionat peste formaţiunea Tg 1, iar limita superioară este dată de nivelul superior de cuarţite negre (I. Balintoni, 1981, 1984).

În cadrul acestor limite, se constată că, în perimetrul studiat, şisturile sericito-cloritoase şi cele sericito-grafitoase aflorează pe cele mai mari suprafeţe, urmate ca pondere de cuarţitele negre, care sunt dispuse în fâşii cu orientare nord vest - sud estică. Pe suprafeţe restrânse mai aflorează calcare cristaline, metatufuri acide precum şi şisturi grafito-sericitoase dispuse, la rândul lor, în fâşii cu lăţimi cuprinse între 100 şi 300 m ce păstrează orientarea nord vest - sud estică.

Din punct de vedere morfolitologic, menţionăm faptul că sucesiunea celor trei niveluri de cuarţite negre s-a constituit într-un veritabil obstacol în calea eroziunii regresive a afluenţilor de stânga ai pârâului Izvorul Giumalăului. Astfel, se poate spune că, graţie prezenţei formaţiunii Tg_2 de pe

versantul nord-estic al culmii Giumalău-Alunu, această culme şi-a putut păstra continuitatea începând din valea Bistriţei până în valea Putnei. De asemenea, şi la vest de culmea longitudinală, formaţiunea Tg_2 a contribuit la susţinerea culmii dintre pâraiele Timiş şi Putna, la altitudini de peste 1300 m.

În acest context, se remarcă faptul că, în cadrul culmilor amintite, eroziunea selectivă a determinat formarea unor înşeuări pe şisturile sericito-grafitoase şi sericito-cloritoase, iar în zonele de aflorare a cuarţitelor s-au păstrat în relief o serie de martori de eroziune cum este cel din vârful Chilia (1652 m), (Figura nr. IV. 11).

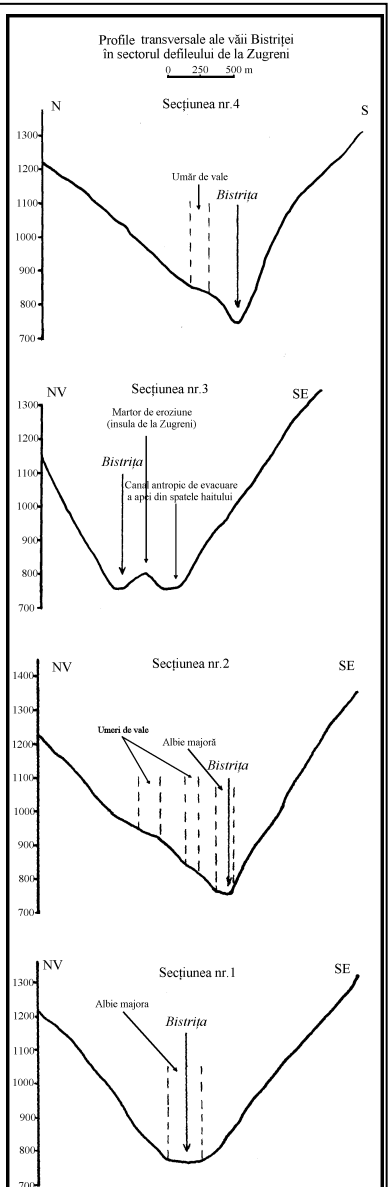


Figura nr. IV. 12

4. 1. 2. 1. 3. Morfolitologia pânzei de Pietrosu Bistriţei - Bucovinice

Această unitate structurală aflorează în partea de sud şi sud-est a teritoriului studiat, de sub pânza de Putna, fiind dispusă la rândul ei peste pânza de Rodna. Prezintă variaţii mari de grosime şi, pe anumite porţiuni, continuitatea sa este întreruptă (în jurul ferestrei tectonice Arseneasa). Lăţimea maximă de aflorare, de cca. 3 km, este înregistrată în bazinului hidrografic Rusca, datorită îndepărtării prin eroziune a pânzei de Putna ce o acoperă. Pe suprafeţe mari aflorează şi la sud de vârful Giumalău, continuându-se prin valea Bistriţei până în Masivul Pietrosu Bistriţei.

Constituţia petrografică este reprezentată de o asociaţie de roci retromorfozate, constituită din paragnaise laminate, gnaise fine cu biotit şi micaşisturi, cărora li se adaugă gnaisele porfiroide de Pietrosu, caracteristice acestei pânze.

Din punct de vedere morfolitologic, se remarcă faptul că, văile prezintă profile transversale în formă de "V", cu versanţii de tip rectiliniu sau mixt şi declivităţi ridicate datorită rezistenţei mari a rocilor la acţiunea agenţilor de modelare externi.

Un caz aparte îl constituie valea Bistriţei care, în sectorul în care străbate formaţiunile pânzei de Pietrosu Bistriţei, se prezintă sub forma unui veritabil defileu (Figura nr. IV. 12).

Defileul format de râul Bistriţa, începe de la confluenţa cu pârâul Arseneasa şi se continuă

pe o distanţă de cca. 5 km, până la confluenţa cu pârâul Arama. Din totalul celor 5 km, doar 1,5 km sunt adiacenţi Masivului Giumalău, respectiv de la confluenţa cu Arseneasa până la confluenţa cu pârâul Colbu. Aval de confluenţa cu pârâul Colbu, defileul Bistriţei delimitează Masivul Rarău de Masivul Pietrosu Bistriţei.

Interesant este faptul că, din totalul celor 5 km de defileu, gnaisele porfiroide de Pietrosu sunt traversate pe o distanţă totală de cca. 1 km în cadrul a două sectoare. Primul sector este cel al buclei meandrului încătuşat de la Zugreni, cu lungime de cca. 500 m, iar cel de-al doilea sector se află în aval de confluenţa cu pârâul Colbu, având aproximativ aceeaşi lungime.

4. 1. 2. 1. 4. Morfolitologia pânzei de Rodna – Bucovinică

Această unitate structurală aflorează de sub pânza de Pietrosu Bistriţei, pe partea stângă a văii Bistriţei, de la vest de pârâul Gheorghiţeni până la pârâul Colbu. Lăţimea maximă de aflorare a pânzei, în cadrul unităţii studiate, este de cca. 1,5 km înregistrată în partea inferioară a bazinului hidrografic Gheorghiţeni. În restul arealului de aflorare, datorită faptului că este acoperită în mare parte de pânza de Pietrosu Bistriţei, prezintă lăţimi reduse sau chiar, pe anumite porţiuni, dispare sub aceasta (confluenţa pârâului Rusca cu Bistriţa sau în defileul Bistriţei de la Zugreni).

Pe suprafeţe reduse, aflorează şi în bazinul hidrografic al Putnei, în două ferestre tectonice, unde este situată deasupra formaţiunilor metamorfice şi sedimentare din pânza Sub-bucovinică (I. Balintoni, 1981).

Petrografic, este constituită dintr-o stivă groasă de roci carbonatice metamorfozate, în care apar intercalate paragnaise, micaşisturi şi cuarţite albe sau negre. Rocile carbonatice pot fi substituite lateral de celelalte roci menţionate. Pe suprafeţe apreciabile, apar amfibolite şi gnaise amfibolitice. Rocile carbonatice sunt reprezentate prin calcare cristaline albe, cenuşii sau rubanate şi dolomite cristaline cenuşii sau gălbui.

Din punct de vedere morfolitologic se remarcă prezenţa unor vârfuri conice, pe un substrat constituit din calcare metamorfice, ale căror versanţi prezintă declivităţi mari, ce se pot transforma, pe alocuri, în abrupturi verticale (Corhana Gheorghiţeni). Vârful amintit aparţine culmii interfluviale Bărnărel şi se racordează acesteia prin intermediul unei înşeuări, formate la contactul dintre şisturile sericito-grafitoase ale formaţiunii Tg_2 din pânza Sub-bucovinică şi calcarele cristaline ale pânzei de Rodna. Tot în calcare şi dolomite cristaline a fost sculptat şi versantul stâg al văii Bistriţei aferent Giumalăului, între confluenţele cu pârâul Gheorghiţeni şi pârâul Călineşti.

Un sector important al defileului Bistriţei de la Zugreni este sculptat la contactul dintre gnaisele porfiroide de Pietrosu şi formaţiunile carbonatice cristaline sau formaţiunile de cuarţite negre ale unităţii de Rodna, de exemplu sectorul de la Sunători, la intrarea dinspre amonte în defileu. După traversarea celui de al doilea sector de gnaise porfiroide, tronsonul din aval al defileului, a fost sculptat în cuarţitele negre din formaţiunea Tg_2 Bucovinică.

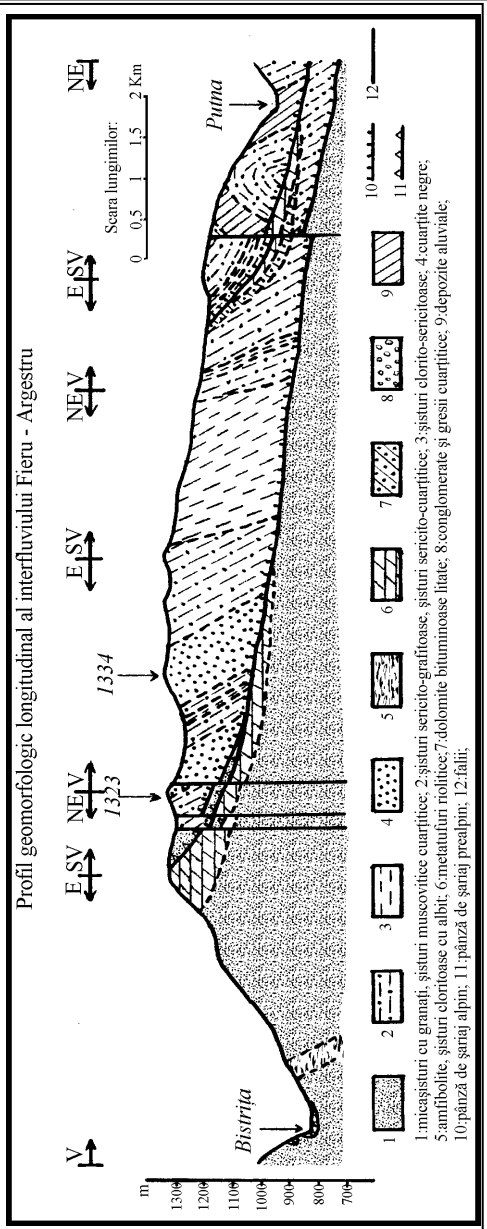


Figura nr. IV. 13

De remarcat este faptul că, din punct de vedere litologic, la formarea defileului Bistriţei de la Zugreni au concurat formaţiunile petrografice ale celor trei structuri prealpine, respectiv: pânza de Rodna, pânza de Pietrosu Bistriţei şi pânza de Putna. Cele trei unităţi structurale sunt constituite din asociaţii petrografice cu rezistenţă mare la acţiunea agenţilor de modelare externi.

4. 1. 2. 1. 5. Morfolitologia formaţiunii Tg_2 din pânza de Putna Sub-bucovinică

Această formaţiune aflorează pe suprafeţe apreciabile, în partea vest-sud vestică a masivului, în sectorul dintre localităţile Mestecăniş şi Dorna Arini, sub forma unei benzi continue cu orientare nord vest-sud estică. Petrografic este alcătuită din şisturi cuarţitice sericito-cloritoase, şisturi grafitoase, sericito-grafitoase, cuarţitice, clorito-sericitoase, cuarţite negre grafitoase, şisturi cuarţitice clorito-sericitoase, metatufuri şi metatufuri bazice.

Din punct de vedere morfolitologic, se remarcă apariţia, la nivelul unor culmi secundare, a unor vârfuri de modelare diferenţiată (Vf. Arşiţa, 1323 m şi Vf. Oala, 1334 m). Primul este modelat pe şisturi sericito-cuarţitice, al doilea pe cuarţite negre, iar Vf. Bărnărel (1321 m) se grefează pe şisturi sericito-cuarţitice şi şisturi carbonatice. Pe profilul longitudinal al interfluviului Fieru-Argestru, se poate observa clar că la trecerea de la formaţiunea Tg_2 spre formaţiunea Tg_3 nivelul altitudinal al culmii scade datorită rezistenţei mai slabe a rocilor din formaţiunea Tg_3 (Figura nr. IV. 13).

4. 1. 2. 2. Relieful aferent complexelor litologice cu rezistenţă medie la acţiunea agenţilor de modelare externi

4. 1. 2. 2. 1. Morfolitologia formaţiunii Tg_1 din pânza de Putna Subbucovinică

Formaţiunea a fost pusă în evidenţă doar în partea nord-vestică a masivului, în zona pasului Mestecăniş. Constituţia petrografică este reprezentată de şisturile sericito-cloritoase cuarţitice ce alcătuiesc fondul litologic, de şisturi sericito-cloritoase precum şi de o serie de metatufuri riolitice.

Din punct de vedere morfolitologic, se evidenţiază, în cadrul acestei unităţi, prezenţa înşeuării Mestecăniş, rezultată în urma pătrunderii regresive a pârâului Putnişoara dinspre bazinul hidrografic al Moldovei şi a pârâului Puciosu, dinspre bazinul hidrografic al Bistriţei. Eroziunea regresivă exercitată de cele două organisme fluviale a fost facilitată de prezenţa în substratul geologic a unei serii de metatufuri riolitice care, în comparaţie cu formaţiunile petrografice din jur, prezintă o rezistenţă mai mică la acţiunea agenţilor de modelare externi. În aceste condiţii, morfosculptura a determinat formarea înşeuării Mestecăniş care prezintă cea mai joasă altitudine (1096 m) din cadrul culmii Poiana Runcului-Mestecăniş.

4. 1. 2. 2. 2. Morfolitologia pânzei Infrabucovinice de Iacobeni

În Masivul Giumalău, acestă pânză aflorează pe partea stângă a văii Bistriţei, de la confluenţa cu pârâul Puciosu până în zona confluenţei cu pârâul Chilia. Este constituită din mezometamorfite ce aparţin seriei de Bretila, iar pe alocuri aflorează sedimentar mezozoic. Formaţiunile cristalofiliene specifice cuprind o asociaţie petrografică formată din micaşisturi cu granaţi, gnaise, paragnaise muscovitice, cuarţite micacee, amfibolite, micaşisturi cuarţoase etc. O parte dintre acestea sunt afectate de puternice procese de retromorfism (I. Bercia, Elvira Bercia, M. Săndulescu, L. Szasz, 1975).

În ceea ce priveşte cuvertura sedimentară mezozoică, specifică respectivului complex litologic, aceasta bordează discontinuu flancurile estice ale anticlinalului Iacobeni şi este reprezentată de conglomerate şi gresii silicioase (triasic inferior), dolomite bituminoase (triasic mediu), grezocalcare şi marno calcare (jurasic mediu şi superior).

Din punct de vedere morfolitologic, rocile cristalofiliene de tip mezozonal, aferente pânzei de Iacobeni, se impun în relief prin declivităţi mari, ca în cazul versantului stâng al Bistriţei, între confluenţa cu Puciosu şi confluenţa cu Chilia. Văile afluenţilor de stânga ai Bistriţei, care străbat acastă unitate, sunt înguste, cu profilul transversal în formă de "V"şi versanţii puternic înclinaţi (Fieru, Argestru, Chilia).

Rocile sedimentare sunt slab reprezentate în relief datorită suprafeţei reduse de aflorare. Totuşi acolo unde apar, acestea pot determina îngustări ale unor văi (Fierul, la traversarea pachetului de dolomite anisiene).

4. 1. 2. 2. 3. Morfolitologia pânzei de Rarău Sub-bucovinică

Această unitate aflorează în ferestrele tectonice din bazinul hidrografic al Putnei şi în fereastra tectonică Arseneasa. Din punct de vedere petrografic, este constituită din roci cristalofiliene, peste care repauzează transgresiv şi discordant o cuvertură sedimentară mezozoică (I. Balintoni, 1981, 1984).

Din categoria rocilor cristalofiliene, au fost identificate micaşisturi puternic retromorfozate şi alterate, gnaise cuarţitice, migmatite oculare, şisturi cuarţitice sericito-cloritoase, şisturi clorito-sericitoase, etc.

Depozitele cuverturii sedimentare ale acestei pânze se dispun transgresiv şi discordant peste formaţiunile mezometamorfice din bază. La alcătuirea depozitelor sedimentare, participă unităţi litologice triasice, de tipul conglomeratelor, gresiilor şi dolomitelor. Comparativ cu seria sedimentară Bucovinică (peste 1000 m grosime), sedimentarul Sub-bucovinic este mult mai subţire, nedepăşind 150 m.

Din punct de vedere morfolitologic, ferestrele tectonice în care acestea aflorează, sunt slab personalizate, întrucât suprafeţele de aflorare sunt reduse. Cu toate acestea, o notă separată o dau rocile sedimentare de tipul calcarelor dolomitice şi dolomitelor. Acestea se impun în relief prin prezenţa unor forme exocarstice (abrupturi, chei şi martori de eroziune), precum şi endocarstice, dar de dimensiuni reduse, cu formarea unor grote şi chiar peşteri cu formaţiuni speleotemice. Din datele pe care le deţinem, cea mai lungă peşteră descoperită până acum, aici, are cca. 120 m şi s-a format în calcarele şi dolomitele din fereastra tectonică în care s-a adâncit în valea Putnei.

4. 1. 2. 3. Relieful aferent complexelor litologice cu rezistenţă mică la acţiunea agenţilor de modelare externi

4. 1. 2. 3. 1. Morfolitologia formaţiunii Tg_3 din pânza de Putna Bucovinică

Formaţiunea Tg_3 Bucovinică este bine reprezentată în Masivul Giumalău şi aflorează în partea nord-estică, în apropierea limitei cu Masivul Rarău. Această formaţiune constituie substratul geologic al celei mai mari părţi din versantul nord-estic al culmii principale. Pe o suprafaţă apreciabilă, aflorează şi în bazinul hidrografic Timiş, afluent de dreapta al Putnei.

Petrografic, este constituită din şisturi sericito-cloritoase, şisturi sericito-grafitoase, metatufuri riolitice, metatufuri acide, cuarţite negre, şisturi cloritoase,

şisturi cuarţitice sericitoase, şisturi clorito-sericitoase. Formaţiunile petrografice sunt dispuse sub forma unor fâşii cu orientarea nord vest - sud estică.

Din punct de vedere morfolitologic, pe această litologie s-a format o succesiune de culmi secundare cu caracter transversal, ce se desprind din culmea Giumalău-Alunu, spre nord-est. Acestea au fost detaşate prin acţiunea erozivă a afluenţilor de stânga ai pârâului Izvorul Giumalăului, care au determinat fragmentarea deosebit de intensă a reliefului. Este de menţionat că prezenţa intercalaţiilor de cuarţite creează în această zonă diferenţieri morfolitologice evidente în special la nivelul profilelor longitudinale ale afluenţilor de stânga ai Izvorului Giumalăului. Menţionăm, în acest sens, o serie de praguri litologice formate în talveguri.

4. 1. 2. 3. 2. Morfolitologia formaţiunii Tg_3 din pânza de Putna Sub-bucovinică

Această formaţiune ocupă suprafeţe apreciabile, dispuse sub forma unor benzi cu orientare nord vest - sud estică. Fondul litologic dominant este constituit din şisturi sericito-cloritoase şi sericito-grafitoase, la care se adaugă şisturi grafitoase, metatufuri acide riolitice şi metaacidite oculare.

Din punct de vedere morfolitologic, rezistenţa mai mică la acţiunea agenţilor de modelare externi, specifică asociaţiei petrografice a acestei unităţi, este bine pusă în evidenţă pe profilul longitudinal al culmii secundare Bărnărel-Obcina Mică. Astfel, dacă în zona de aflorare a formaţiunii Tg_2 altitudinile ajung la peste 1300 m, culminând în Vf. Bărnărel (1321 m), în sectorul de aflorare al formaţiunii Tg_3 altitudinile coboară cu aproximativ 100 m, urmând ca la trecerea în sectorul

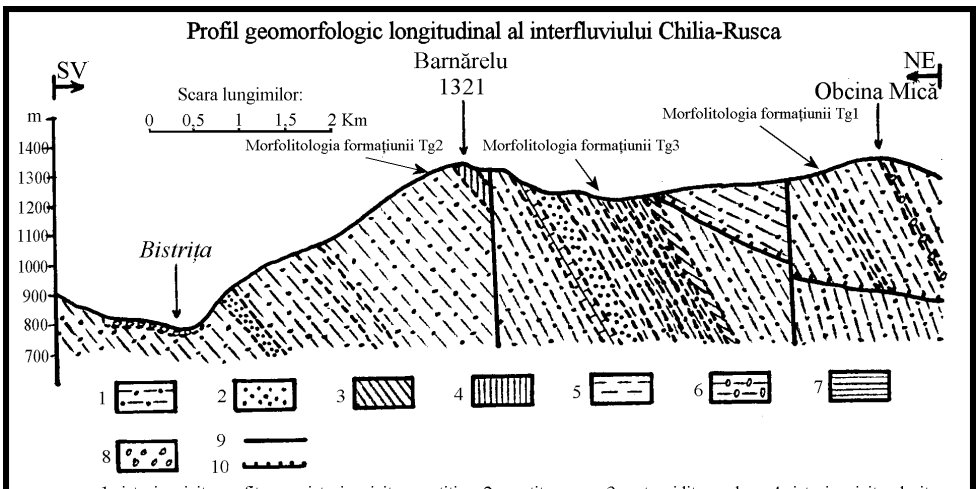


Figura nr. IV. 14

formaţiunii Tg_1 altitudinile să crească treptat spre 1321 m (Obcina Mică), (Figura nr. IV. 14).

În concluzie, diferenţierile morfolitologice la nivelul unui masiv montan predominant cristalin sunt semnificative. Abordarea geomorfologică de amănunt a proprietăţilor complexelor litologice, precum şi a rocilor ce intră în componenţa acestora este o problemă care, cu ajutorul metodologiei de studiu propusă în acest material, poate fi parţial rezolvată. Utilizarea clasificării rocilor, din punctul de vedere al rezistenţei la dislocare, (întocmită de specialiştii geologi în vederea posibilităţii aprecierii costurilor necesare anumitor lucrări miniere) în geomorfologie, este un prim pas care poate fi urmat, în cadrul unor cercetări geomorfologice, axate în principal pe zonele metamorfice din Carpaţi. Rezultatele obţinute în urma unei astfel de abordări constituie o premisă în încercarea de cuantificare a rezistenţei rocilor la acţiunea agenţilor de modelare externi.

4. 2. Relieful fluvio-denudaţional

Procesele fluviale şi cele denudaţionale au interacţionat de-a lungul unei perioade îndelungate de timp, având ca rezultat formarea unui relief de nivelare ciclică de tipul peneplenei. Adâncirea reţelei hidrografice în cadrul acestei suprafeţe de nivelare a dus la formarea interfluviilor de diferite ordine de mărime pe suprafaţa cărora se detaşează o serie de vârfuri ce sunt considerate drept martori de eroziune. Evoluţia reliefului fluvio-denudaţional s-a realizat, în principal, prin acţiunea proceselor geomorfologice de la nivelul versanţilor văilor, influenţând astfel forma şi caracteristicile morfometrice ale acestora.

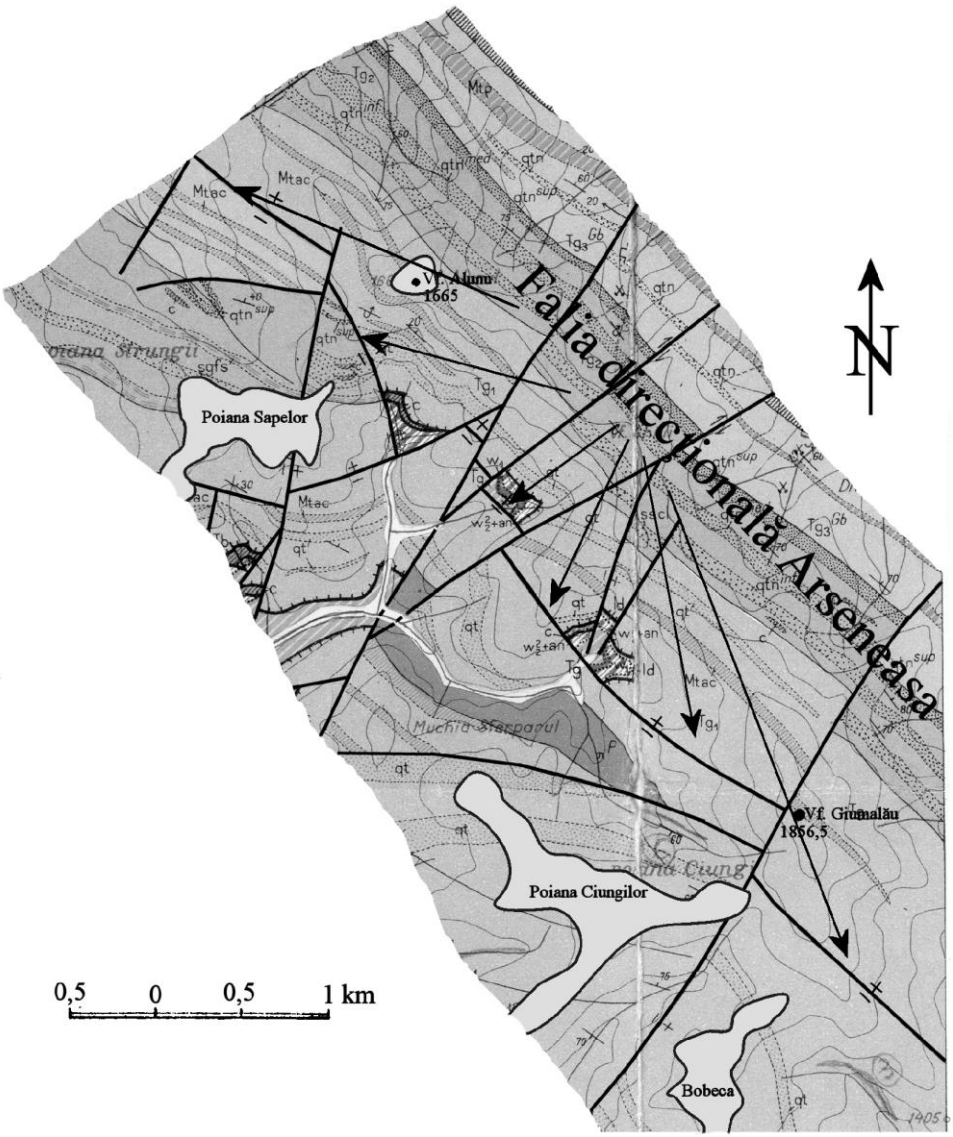
4. 2. 1. Suprafeţele de nivelare

Suprafeţele de nivelare sunt o realitate de necontestat în cadrul reliefului acestui masiv, caracterizând partea superioară a interfluviilor, cu aspect larg rotunjit. Morfologia actuală a suprafeţelor de nivelare este rezultatul evoluţiei îndelungate, sub influenţa agenţilor de modelare externi, în condiţiile structural-litologice şi tectonice specifice unităţii.

Referiri asupra prezenţei acestui tip de relief în masivul Giumalău au fost făcute încă de la începutul secolului al XX-lea, identificându-se mai multe niveluri de eroziune. A. Nordon (*Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpathes Orientales roumaines*, 1931) identifică, aici, suprafaţa de nivelare preburdigaliană şi consideră că aceasta a fost separată de nivelul de 1400 – 1450 m printr-un plan de falie, ce se află desfăşurat pe o distanţă de cca. 60 km, între Giumalău şi Budacu. Această falie ar fi produs o deplasare pe verticală a compartimentelor de cca. 200 m. În consecinţă, sunt atribuite suprafaţa de nivelare din Poiana Sapelor şi împrejurimile Vf. Sterparul, nivelului de eroziune superior. S-a conturat astfel, ideea că acest nivel de eroziune, datorită mişcărilor pe verticală, apare la altitudini cuprinse între 1400 şi 1600 m.

În prezent, punerea în evidenţă, pe hărţile geologice la scară mare, a complexului de falii existent în Masivul Giumalău demonstrează că plasarea aliniamentului de fracturi direcţionale, cu o lungime de cca. 60 km, între cele două compartimente nu este reală, deoarece acesta se află situat la est de fragmentul Poiana Ciungilor, fiind planul de falie pe care s-a produs înălţarea culmii Giumalău-Alunu şi continuarea acesteia la sud de defileul Bistriţei de la Zugreni până în Budacu (Figura nr. V. 1).

Masivul Giumalău
Fragmente din suprafața de nivelare
Poiana Ciungilor (Cerbul)



Prelucrare după I. Bercia şi colab., 1975

Figura nr. V. 1

M. David (*Evoluţia reliefului în masivul Bistriţei moldoveneşti*, 1949) afirma „Privit de pe puncte de observaţie larg cuprinzătoare, relieful nu apare haotic, ci orânduit în adevărate trepte de amfiteatru largi, indicînd clar o evoluţie policiclică.”……..„Fiecare treaptă, dacă nu este fragmentată şi deplasată de mişcări postume, ne indică un nivel special de eroziune, care poate să fi atins patina senilităţii, deci cu aspect de adevărată peneplenă, ori numai suprafeţe maturizate, arătîndu-ne prin ondulaţiunile lor largi energia reliefală corespunzătoare.”

Autorul identifică în cadrul Masivului Giumalău platforma de eroziune superioară (cea mai înaltă) la altitudinea absolută de 1500 – 1600 m, platformă care este dominată de masivul vârf al Giumalăului (1856,5 m). Această suprafaţă de eroziune are o energie de relief redusă, iar sectoarele cu altitudini mai mari sau mai mici care nu se încadrează acestui ecart altitudinal sunt extrem de puţine ca număr. Tot acestui nivel îi este atribuit şi sectorul sud-estic al Giumalăului care pătrunde ca un contrafort dinspre nord, în defileul Bistriţei de la Zugreni, continuat de partea dreaptă a defileului, spre sud, cu un alt contrafort, numit Bogolinul.

Totodată, M. David nu admite că nivelul de eroziune, situat la altitudinea

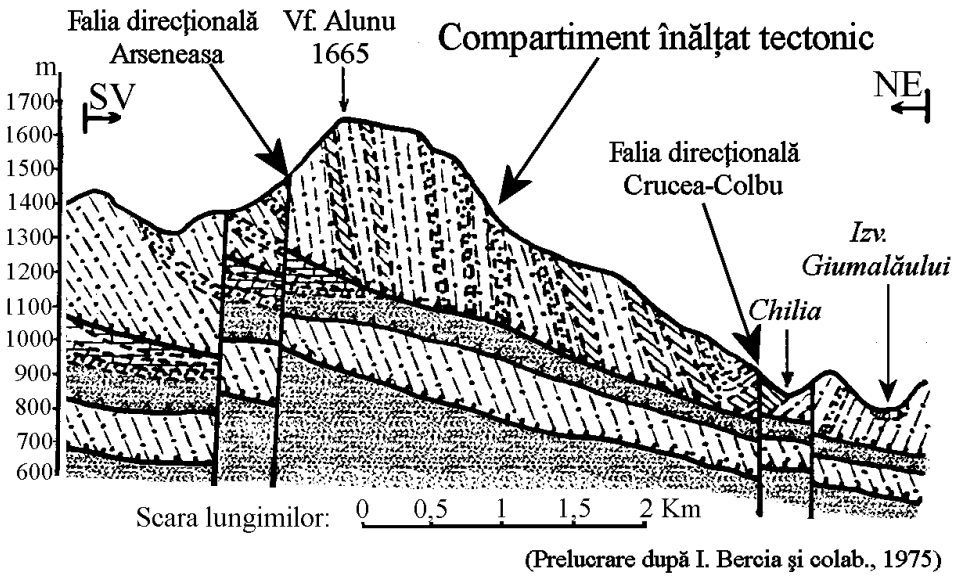


Figura nr. V. 2 Situaţia tectonică din zona vârfului Alunu (culmea Giumalău-Alunu)

absolută de 1350 – 1450 m, dezvoltat în Poiana Sapelor şi vârful Sterparul, ar aparţine suprafeţei Poiana Ciungilor. În acest sens, aduce ca argumente: inexistenţa planului de falie menţionat de Nordon precum şi suprafaţa topografică cu pante accentuate care face racordul dintre cele două nivele. Prin urmare, autorul separă o altă suprafaţă de

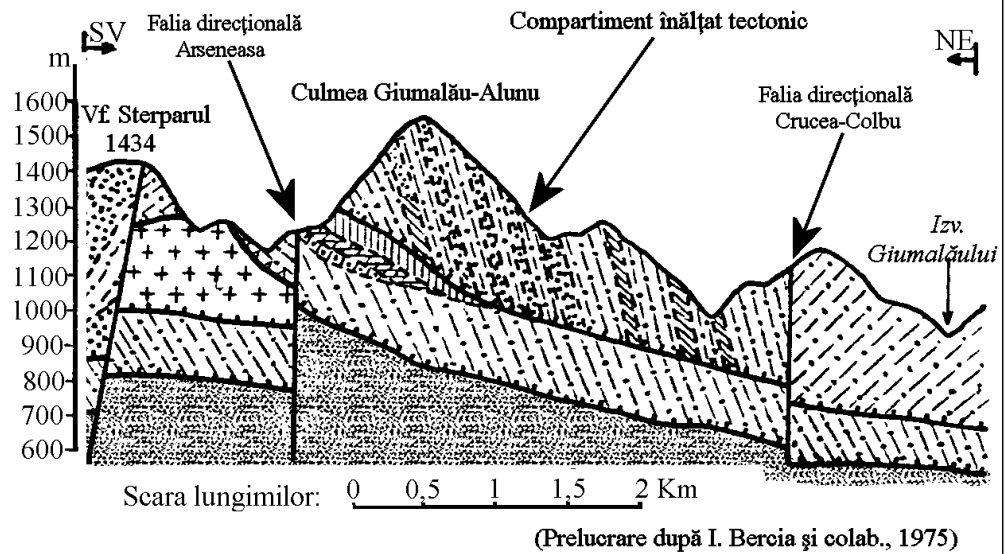


Figura nr. V. 3 Situaţia tectonică din zona culmii Giumalău-Alunu

nivelare, situată la altitudini cuprinse între 1350 – 1450 m pe care o denumeşte platforma Bîdei.

I. Sîrcu (*Contribuţii la studiul suprafeţelor de nivelare din partea nordică a Carpaţilor Orientali Româneşti*, 1961) afirma că „Platourile înalte din Rarău, cupola Giumalăului (1850 m) şi platoul Poiana Ciungilor de 1500 – 1600 m de pe partea nordică a Giumalăului sunt poststirice-posttortoniene. Ansamblul acesta de platouri de la 1600 m şi cupole, ca cea a Giumalăului, reprezintă echivalentul Suprafeţei Cerbul din Maramureş".

Înclinarea suprafeţei de nivelare, în sectorul interfluviului Poiana Ciungilor, dinspre sud-est spre nord-vest, denotă faptul că suprafaţa topografică iniţială prezenta o morfologie specifică peneplenelor ce se află într-un stadiu avansat de evoluţie, nefiind definitivată. Toate interfluviile, aferente suprafeţei de nivelare Poiana Ciungilor, situate în compartimentul tectonic dintre faliile Arseneasa şi Rusca-Putna, la vest de culmea Giumalău-Alunu, prezintă o înclinare generală de la est spre vest ce se datoreşte ridicării în bloc, sub formă de horst, a compartimentului aferent culmii menţionate. Mişcarea de înălţare a acestui compartiment a fost acceptată şi de M. David, care presupunea că mişcările tectonice care au avut loc, după modelarea suprafeţei de eroziune superioare, au dus la o înălţare puternică a compartimentului de pe aliniamentul Giumalău-Grinţieşul Mare (Figura nr. V. 3). Înălţarea a determinat o basculare a compartimentului tectonic pe care se află cele trei fragmente din suprafaţa miocenă (Figura. nr. V. 1)

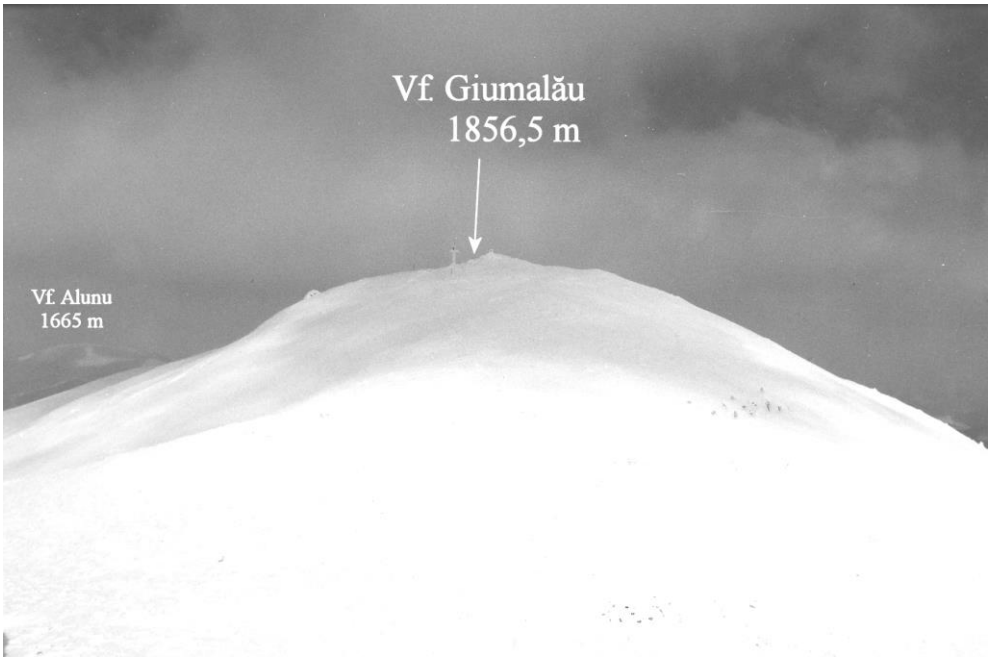


Figura nr. V. 4 Culmea Giumalău-Alunu

Diferenţa de nivel rezultată între cele două compartimente, situate de o parte şi de alta a faliei direcţionale Arseneasa, este de cca. 250 m. Această ridicare a fost amorsată, ulterior sculptării nivelului de eroziune, martori în acest sens fiind vîrful Giumalău (1856,5 m), care se află situat cu cca. 250 m deasupra nivelului de dezvoltare al suprafeţei Poiana Ciungilor (1600 m), (Figura nr. V. 4) şi vârful Alunu (1665 m) situat cu cca. 225 m mai sus decât suprafaţa Poiana Ciungilor, din sectorul interfluviului Poiana Sapelor (1440 m), (Figura nr. V. 2)

Situaţia tectonică şi geomorfologică din acest sector demonstrează că, la nivelul miocenului superior, după faza moldavă, sectorul aferent culmii Giumalău-Alunu se afla situat la celaşi nivel altitudinal cu interfluviul Poiana Ciungilor, nivel care se continua şi la est de acest sector, în Masivul Rarău. Fiind vorba de o peneplenă aflată într-un stadiu avansat de evoluţie, aceasta prezenta o serie de denivelări topografice, iar înclinarea generală a suprafeţei se desfăşura pe direcţia sud-nord. Înclinarea suprafeţei pe această direcţie este demonstrată de altitudinile mai mari la care sunt situate fragmentele din sectorul sudic ale interfluviilor Bobeica, Poiana Ciungilor şi, posibil, partea superioară a Masivului Rărău, cu altitudini de peste 1600 m, comparativ cu altitudinile mai reduse la care se regăsesc o serie de fragmente, situate la nord-nord vest, în interfluviile Sterparul, Poiana Sapelor sau extremitatea nordică a culmii Munceii Înşiraţi din Masivul Rarău.

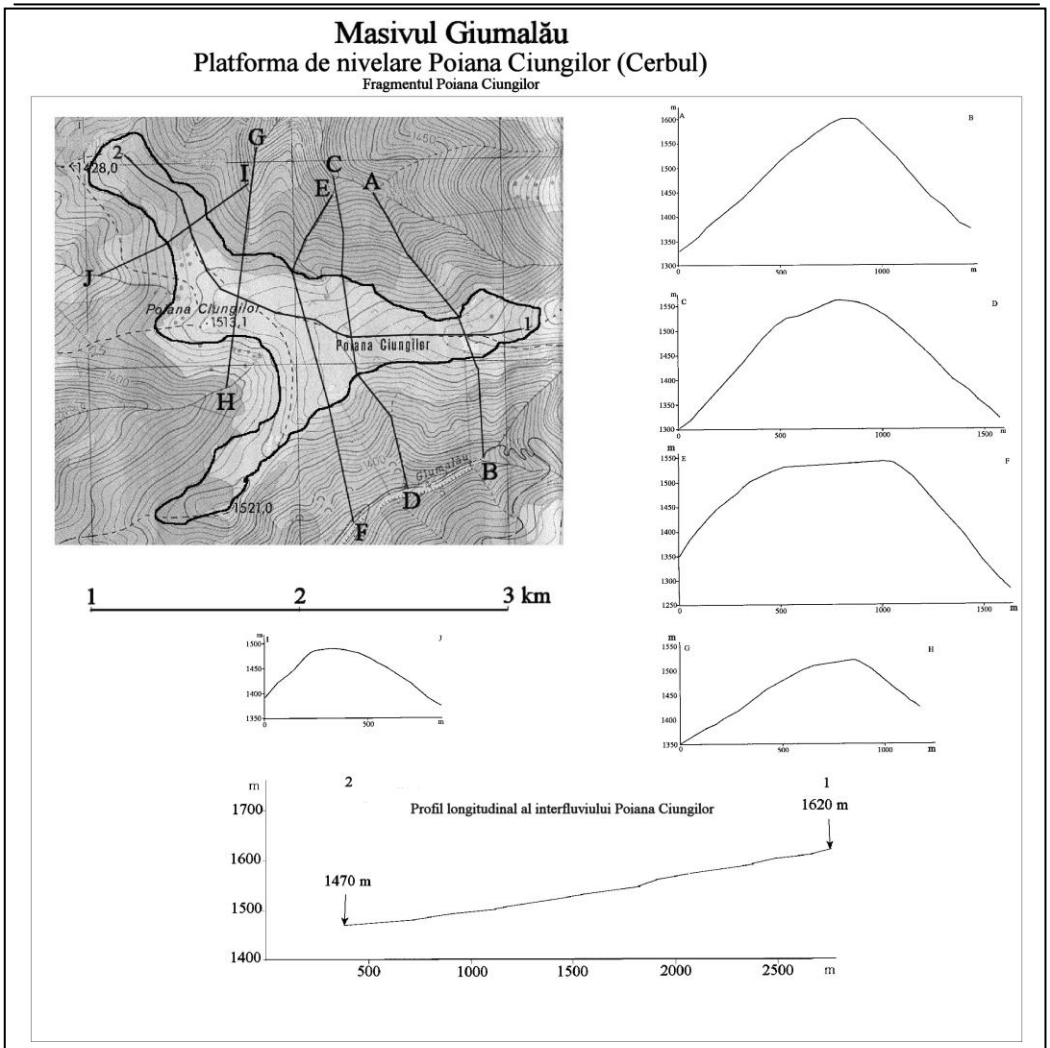


Figura nr. V. 5

Un alt argument, în acest sens, îl constituie culmea Giumalău-Alunu care descreşte altitudinal cu cca. 200 m din Vf. Giumalău (1856,5 m) spre Vf. Alunu (1665 m), diferenţă de nivel care se apropie extrem de mult de cea existentă între interfluviul Poiana Ciungilor (1600 m) şi sectorul Poiana Sapelor (1440 m).

Fragmentul aferent vârfului Alunu, datorită situării în compartimentul înălţat sub formă de horst, se găseşte cu 225 m mai sus decât interfluviul Poiana Sapelor (Figura nr.V. 2). În aceste condiţii, se poate admite că, în sectorul estic al Masivului Giumalău, suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor (Cerbul) s-a păstrat sub formă de fragmente la altitudini, ce variază între 1400 şi 1850 m.

La vest de vârful Giumalău, se află dispus fragmentul Poiana Ciungilor, a cărui morfologie a dus la includerea acestuia într-o suprafeţe de nivelare din Carpaţii Orientali. Sectorul Poiana Ciungilor are o suprafaţa de cca. 1 km^2, morfologia actuală fiind rezultatul evoluţiei în timp, în special sub acţiunea eroziunii fluviale (Figurile nr. V. 5 şi 6). Aceasta a acţionat treptat, o dată cu pătrunderea regresivă a afluenţilor Bistriţei şi ai Putnei, ajustând conturul actual al suprafeţei printr-o serie de concavităţi ce corespund, în parte, cumpenelor de ape ale bazinelor hidrografice elementare.

Figura nr. V. 6 Interfluviul Poiana Ciungilor

Lăţimea maximă, de cca. 800 m, se înregistrează în zona centrală din care se desprind radiar trei ramificaţii ale interfluviului. Ramificaţia sud-vestică constituie cumpăna de ape dintre bazinele hidrografice ale râurilor Moldova, la nord şi Bistriţa, la sud. Ramificaţia nord-vestică prezintă o înclinare a interfluviului dinspre sud spre nord, înclinare ce corespunde cu înclinarea generală a peneplenei miocene din masivele Giumalău şi Rarău. Ramificaţia estică aparţine unui interfluviu strâns legat de culmea Giumalău-Alunu, ce înclină de la est la vest, fapt ce se datorează unui proces de basculare a compartimentului tectonic. Elementul definitoriu al acestei suprafeţe îl constituie schimbarea bruscă a unghiului de pantă, care trece de la cca. 40º la partea inferioară şi medie a versanţilor, la declivităţi mai mici de 10º, specifice părţii superioare a interfluviului.

Trecerea de la declivităţile pronunţate ale versanţilor la cele specifice suprafeţei de nivelare se realizează pe o distanţă de cca. 25 – 50 m.

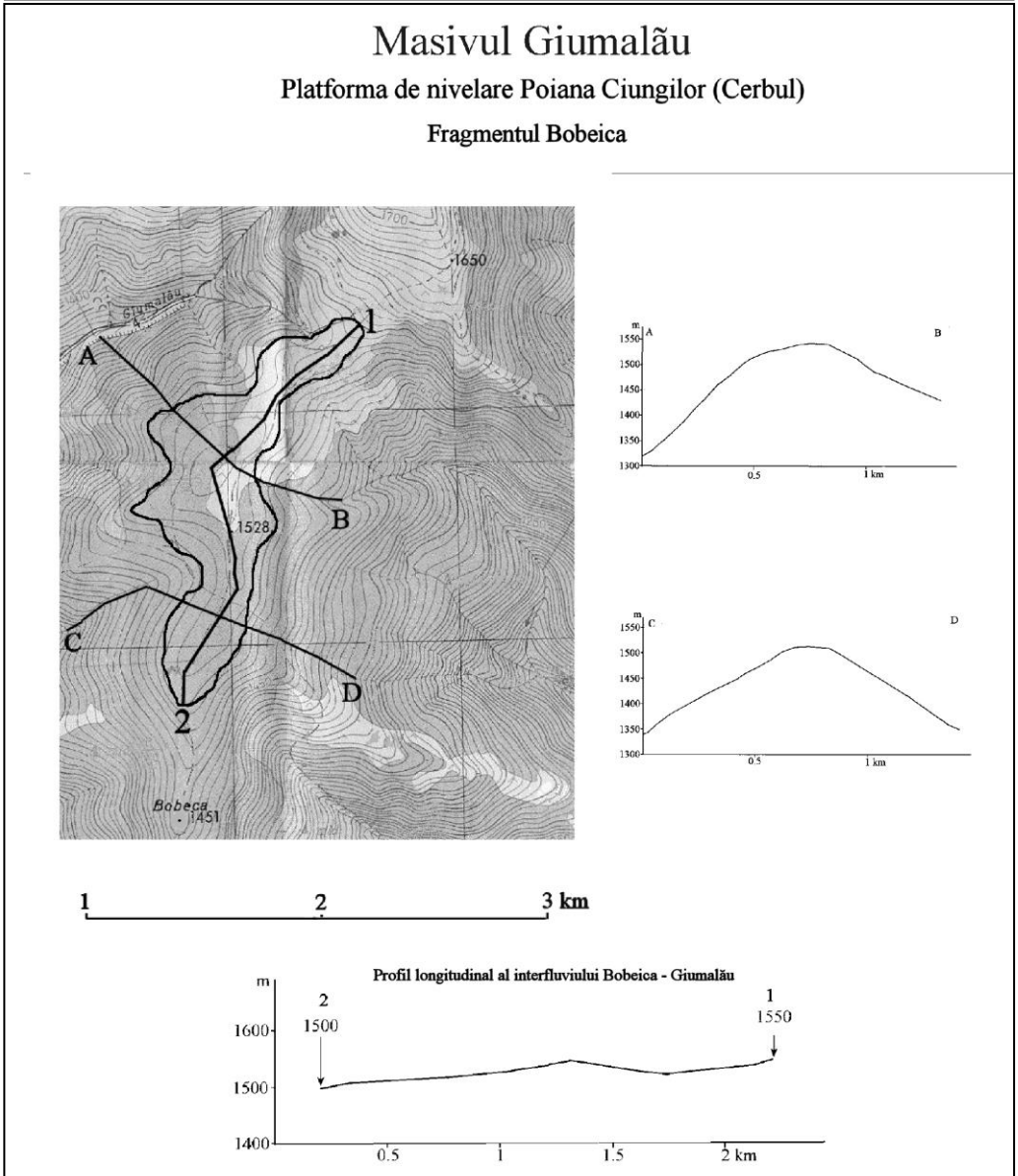


Figura nr. V. 7

La sud-vest de vârful Giumalău, despărţit de interfluviul Poiana Ciungilor prin valea pârâului Rusca, se află fragmentul Bobeica-Giumalău (Figura nr. V. 9). Altitudinea la care se situează acest fragment este cuprinsă între 1500 şi 1550 m. Aparţine interfluviului dintre pâraiele Rusca şi Arseneasa a cărui orientare generală

Figura nr. V. 8 Interfluviul Bobeica

este NNE-SSV, având o suprafaţă de cca. 0,6 km^2 şi o lungime de cca. 2 km. (Figurile nr. V. 7 şi 8).

Morfologia actuală este rezultatul evoluţiei postmiocene, sub acţiunea eroziunii fluviale şi a proceselor periglaciare. Pătrunderea regresivă a afluenţilor Bistriţei a determinat detaşarea de restul platformei miocene cu implicaţii asupra variaţiilor dimensionale ale lăţimii (500 - 200 m). Lăţimea minimă corespunde unei căderi altitudinale a interfluviului, datorită evoluţiei regresive a bazinelor elementare ale afluenţilor sus menţionaţi. Racordul dintre versanţii interfluviului şi suprafaţa de nivelare se realizează pe o distanţă de cca. 50 – 75 m, cu schimbarea valorii declivităţii de la 30 – 40º la partea inferioară şi mediană a versanţilor, la valori situate sub 10º pentru suprafaţa de nivelare.

Profilul transversal al acestui interfluviu este uşor rotunjit la partea superioară, asemănător profilului transversal al interfluviului Poiana Ciungilor. Rotunjirea este rezultatul proceselor geomorfologice periglaciare, de tipul solifluxiunii care, alături de procesele de eroziune în suprafaţă, s-au intensificat treptat, concomitent cu pătrunderea regresivă a afluenţilor Bistriţei, şi au determinat o înclinare progresivă a interfluviului dinspre cumpăna de ape spre văile acestora (Figura nr. V. 7).

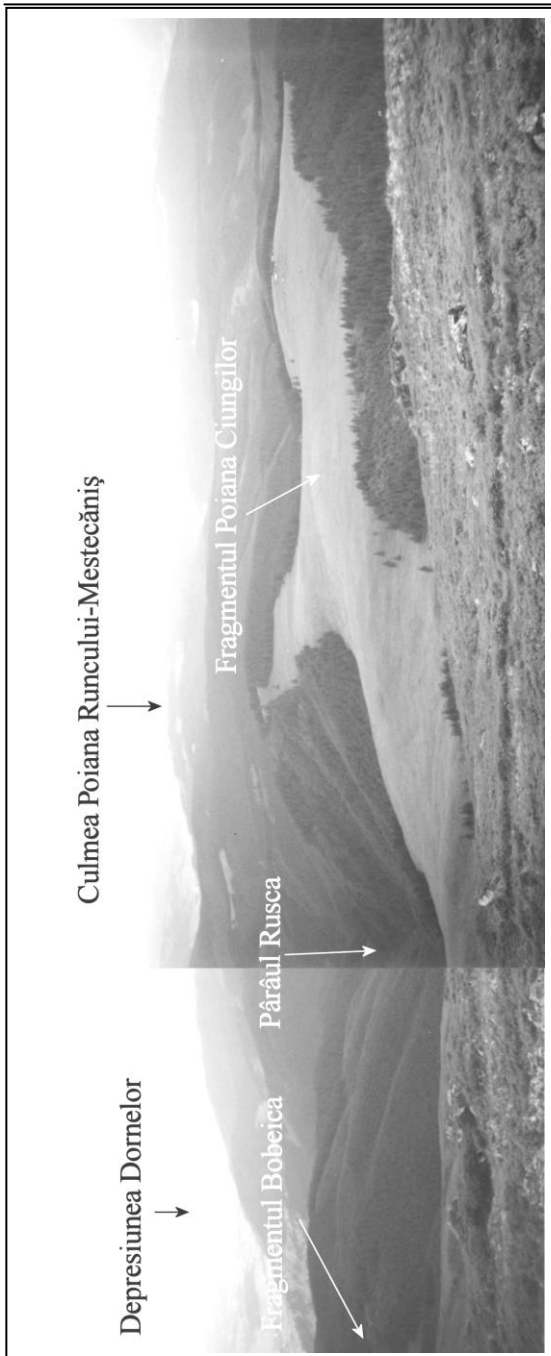


Figura nr. V. 9 Suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor

În nordul Masivului Giumalău, la sud-vest de vârful Alunu, se află poziţionat fragmentul Poiana Sapelor care se prezintă ca un rest din platforma miocenă Poiana Ciungilor (Figura nr. V. 10). Interfluviul se desfăşoară pe direcţia est-vest cu două mici ramificaţii ce se desprind spre nord-est, respectiv sud-vest. Altitudinea absolută la care se situează este cuprinsă între 1400 şi 1470 m, scăzând progresiv de la est spre vest. Suprafaţa de cca. 0,6 km^2 este într-o continuă reducere datorită acţiunii proceselor de eroziune fluvială şi periglaciare care activează pe flancurile acesteia, la nivelul bazinelor hidrografice elementare. Spre deosebire de celelalte două fragmente, prezentate mai sus, Poiana Sapelor s-a păstrat mai bine, remarcându-se lăţimea mare a părţii superioare a interfluviului (cca. 700 m), precum şi orizontalitatea accentuată. Şi în cazul acestui fragment, delimitarea de versanţii care-l mărginesc se face tranşant, trecând de la declivităţi mai mici de 10º, în cazul suprafeţei de nivelare, la înclinări de 30 - 40º, specifice versanţilor adiacenţi. În ceea ce priveşte forma în plan, şi aici sunt prezente inflexiunile concave, ce corespund bazinelor hidrografice elementare şi cele convexe, ce corespund interfluviilor care le delimitează.

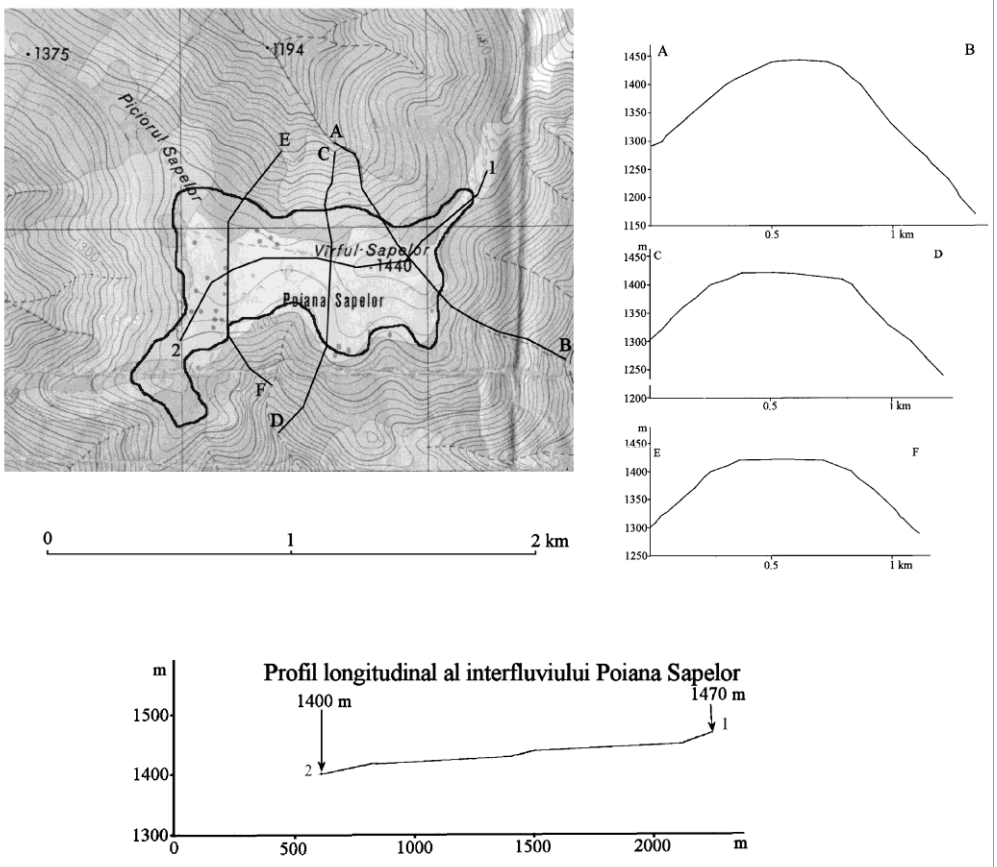


Figura nr. V. 10

Referitor la perioada în care această suprafaţă de nivelare s-ar fi definitivat, A. Nordon consideră că aparţine unei etape de calm tectonic antiburdigalian.

Vârsta atribuită de M. David (1949) platformei Poiana Ciungilor este cea a Helveţianului (Miocen mediu). Argumentul acestei vârste este dat de mişcarea aquitaniană (faza orogenetică Savă) care ar fi distrus vechile platforme paleogene, precum şi de tinereţea reliefului din perioada burdigaliană, arătată de granulometria depozitelor de această vârstă. Helveţianul se remarcă prin depozitele fine specifice, care indică o stabilitate tectonică în care era posibilă o sculptare a peneplenei.

Spre deosebire de A. Nordon, în această unitate, M. David separă pe lângă suprafaţa Poiana Ciungilor o a doua suprafaţă dezvoltată la altitudinile de 1350 – 1450

m, pe care a numit-o Platforma Bîdei, alocându-i vârsta sarmaţian superior. Argumentele în acest sens sunt date de faptul că aceasta retează dacitele bugloviene din Măgura Dîrmoxa şi se află fosilizată în bazinul Negrii Şarului de „*aglomerate de bază ale andezitului cu piroxen de vârstă meoţiană”*.

I. Sîrcu (1961) afirma că „cel mai vechi relief din Carpaţii Orientali este mai nou decât mişcările stirice, adică este posttortonian”. Acelaşi autor afirma (pag.199) „faptul că Suprafaţa Cerbul în cadrul munţilor Maramureşului ar putea fi o suprafaţă compozită, în care s-ar putea întâlni ciclul postsavic şi cel poststiric, rămâne o posibilitate şi această posibilitate ar putea fi extinsă şi asupra Suprafeţei Cerbul din zona cristalină de mai la sud”. Câţiva ani mai târziu, (1971) într-o lucrare a aceluiaşi autor, vârsta suprafeţei Cerbul este reconsiderată ca fiind postmoldavică (miocen superior).

N. Barbu (1976) afirma „nu putem vorbi de suprafeţe de nivelare în Carpaţii Orientali decât după mişcările moldave, ultimele mişcări cu intens efect plicativ, ce au deformat toate nivelările posibile anterioare. Diastrofismul valah (levantin-cuaternar) reprezintă ultimul eveniment tectonic de anvergură. Aşadar, suprafeţe nivelate, care să se păstreze în relieful actual, nu s-au putut realiza decât în perioada sarmato-pliocenă, de relativ calm tectonic, mişcările attice şi rhodanice neavând efecte plicative sesizabile”.

În acest context, se constată o „evoluţie” a ipotezelor referitoare la vârsta suprafeţei Poiana Ciungilor plecând de la nivelul miocenului inferior, în cazul celor mai vechi studii, şi ajungând la nivelul miocenului superior, în cazul studiilor mai recente. Poziţia acesteia, pe scara geocronologică, este importantă, întrucât începutul miocenului este plasat în urmă cu cca. 24 mil. de ani iar sfârşitul acestei perioade este plasat acum cca. 5,4 mil. de ani.

În conformitate cu ipotezele care consideră vârsta postmoldavică (sarmaţian superior-meoţian) a suprafeţei Poiana Ciungilor ca fiind cea mai probabilă, vechimea acesteia se reduce la cca. 11 mil. de ani, ciclul de eroziune fiind întrerupt de mişcările attice de la sfârşitul meoţianului. Acestea au influenţat relieful de nivelare ciclică, prin reactivarea unor fracturi direcţionale, pe planul cărora s-a produs o ridicare a compartimentului aferent culmii Giumalău-Alunu.

În lumina acestor datări de vârstă, considerăm că suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor a fost nivelul topografic de la care a început schiţarea reliefului Masivului Giumalău. Evoluţia acestuia s-a efectuat sub amprenta reţelei hidrografice primordiale care includea văile Moldovei şi Bistriţei. Argumentele prezentate de I. Donisă (1968), conform cărora Bistriţa străbate acelaşi traseu încă din Basarabian, în timp ce Moldova curge pe acelaşi traseu încă din volhinian pot fi utilizate în sprijinul ipotezei, conform căreia suprafaţa de nivelare s-a definitivat în prima parte a miocenului superior.

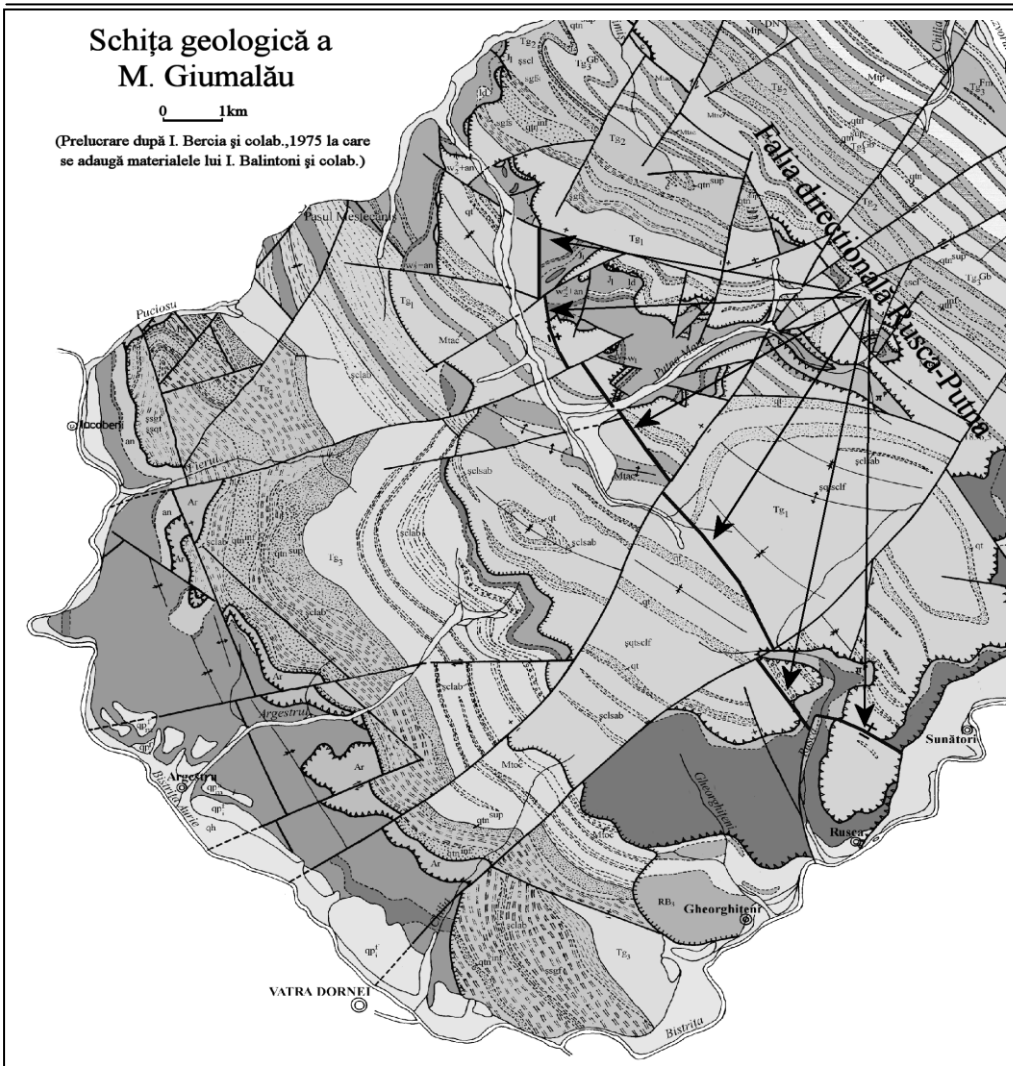


Figura nr. V. 11

În sectorul vestic al masivului, la altitudini cuprinse între 1100 – 1350 m, se desfăşoară un nivel de eroziune care a fost denumit „Mestecăniş” de către I. Sârcu (1961), (Figura nr. V. 12). Considerând vârsta acestuia ca fiind pliocen-inferioară, acelaşi autor afirma „*cea mai desăvârşită reprezentare a sa se află în zona dintre Moldova superioară şi Bistriţa Aurie, între muntele Lucina în nord şi Giumalău în sud, cunoscută sub numele de Obcina Mestecăniş, motiv pentru care i-am dat numele respectiv. Valea Putnei care vine dinspre pasul Mestecăniş, se adânceşte în ea într-un frumos şi adânc canion”*.

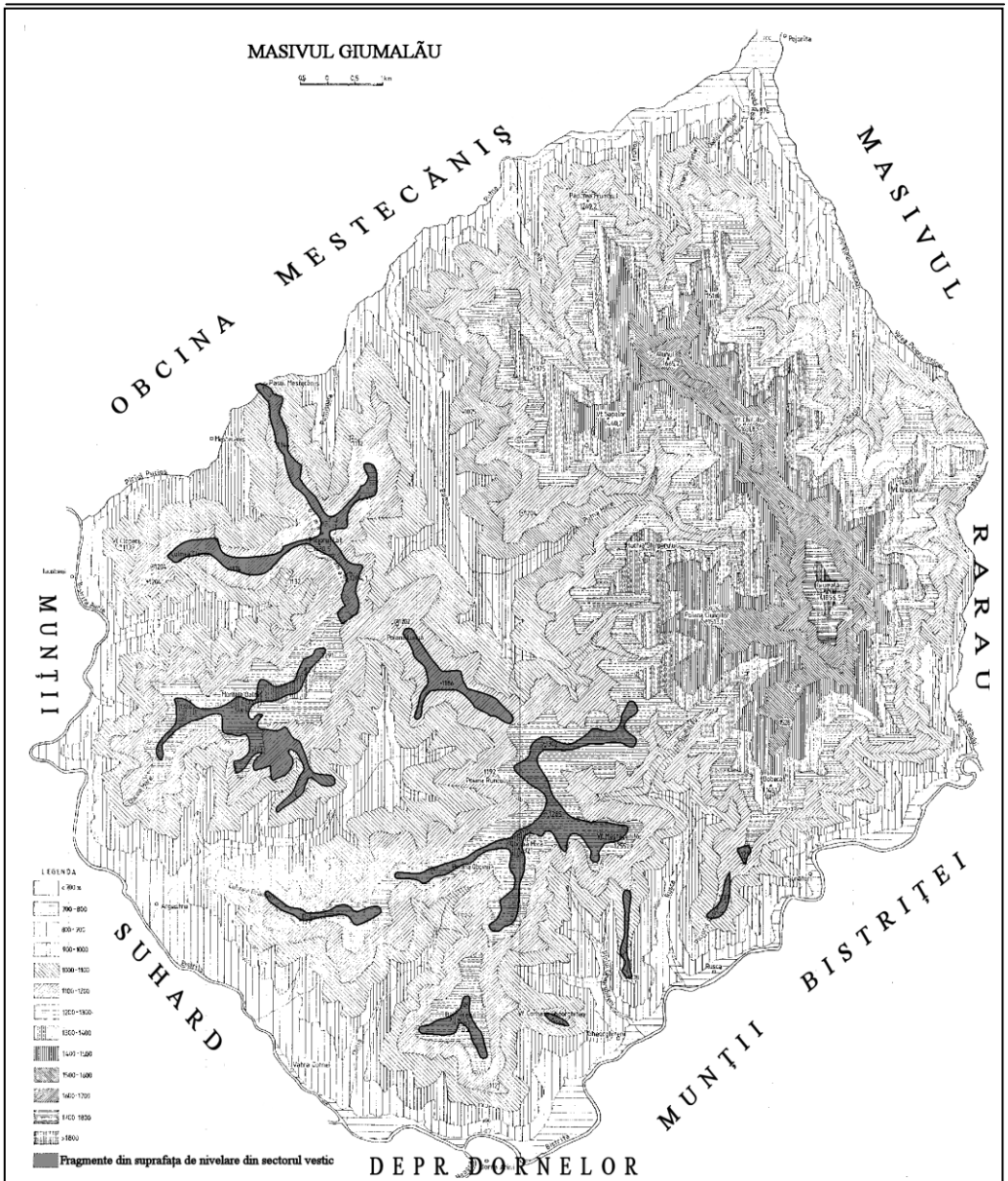


Figura nr. V. 12 Fragmente din suprafaţa de nivelare miocenă, aferente sectorului vestic al masivului

Primele referiri asupra existenţei acestei suprafeţe în Masivul Giumalău au fost făcute de A. Nordon (1931) care o încadrează „peneplenei Preburdigaliene". Autorul afirma „În adevăr după altitudinea sa excepţional de joasă (1100 – 1300 m) am fi tentaţi de a atribui această suprafaţă ciclului de eroziune imediat posterior, pe

câtă vreme perfecţiunea formelor sale o ataşează peneplenei miocenului inferior". Diferenţa de altitudine dintre diferitele compartimente este explicată pe fond tectonic.

R. Mayer (1936) este adeptul unei singure platforme de eroziune caracteristică zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, care se dezvoltă la altitudini cuprinse între 1400 – 1700 m.

M. David (1949) nu face referiri asupra nivelului de eroziune dezvoltat în sectorul vestic al Giumalăului la altitudini mai mici de 1350 m. Această omisiune nu poate fi explicată decât prin faptul că nu a găsit suficiente argumente pentru datarea perioadei de formare.

V. Mihăilescu (1944, 1963, 1969) propune pentru platforma de eroziune situată la altitudini de 1100 - 1350 m, în Obcina Mestecănişului şi vestul Giumalăului, denumirea de platforma „Obcinelor Tomnatecului" ce este echivalentă cu platforma preburdigaliană identificată de A. Nordon.

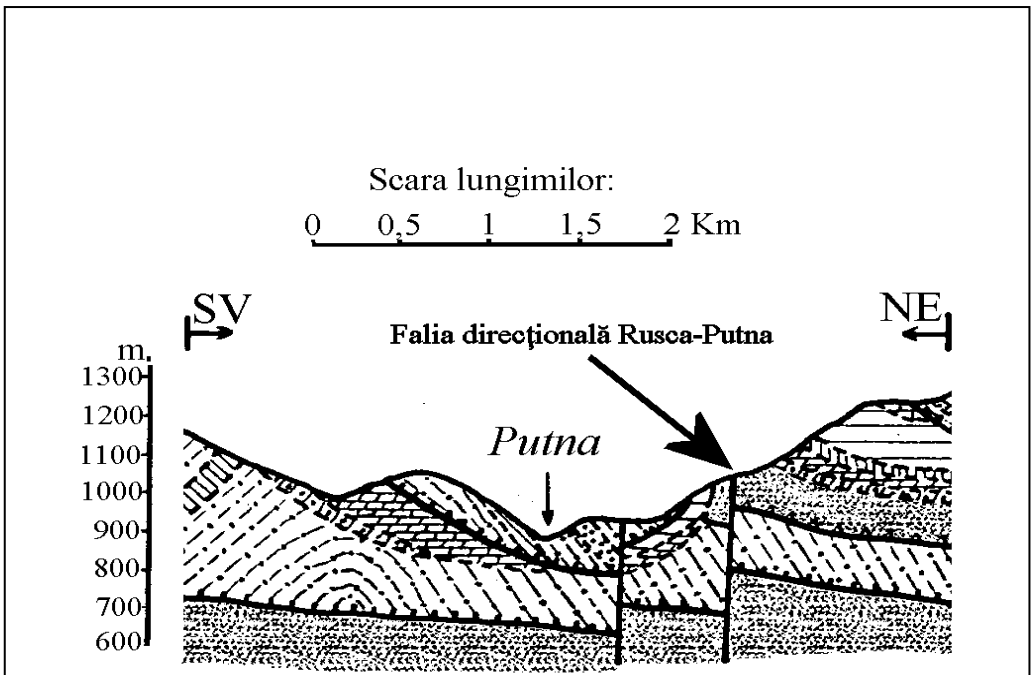


Figura nr. V. 13

La rândul său, I. Sârcu (1961) îşi bazează întreaga teorie a existenţei celor două niveluri de eroziune, propuse de el în Giumalău şi Obcina Mestecănişului, pe inexistenţa unei linii de fractură care să le separe. Argumentul este susţinut printr-o analiză asupra tectonicii din zona Poiana Ciungilor şi vârful Lucina.

N. Barbu (1976) nu este de acord cu ipoteza susţinută de Emm. de Martonne, M. David şi I. Sârcu, conform căreia în zona Obcinelor Bucovinei ar fi existat o

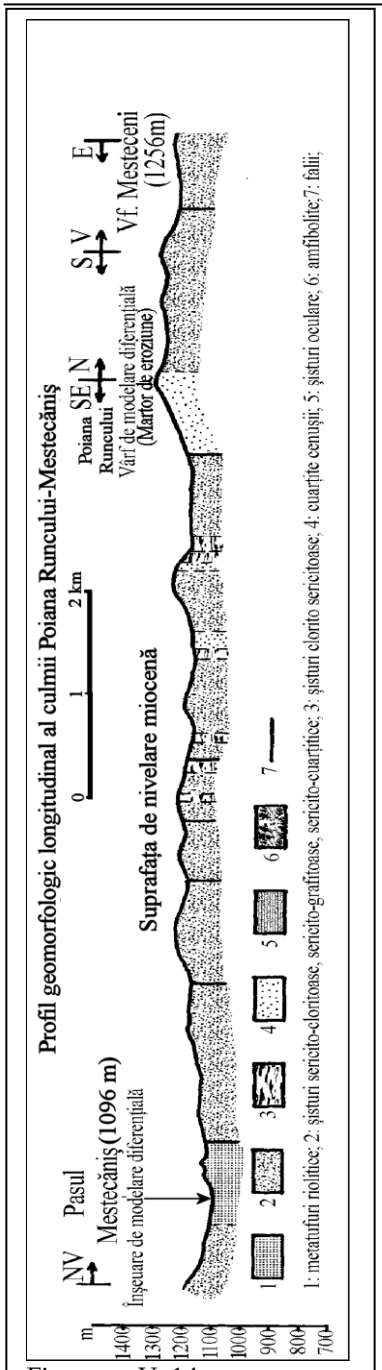


Figura nr. V. 14

suprafaţă de nivelare ce se întindea din Obcina Mestecănişului până la contactul cu Podişul Sucevei. Este adeptul existenţei în cadrul obcinelor a două niveluri de eroziune: unul situat la nivelul culmilor din Obcina Mestecănişului (suprafaţa Mestecănişului), modelat în intervalul dintre mişcările attice şi cele rhodanice (pliocen inferior) iar celălalt (nivelul văilor) de vârstă pliocen superior.

Se pot desprinde două direcţii de evoluţie a ipotezelor referitoare la relieful de modelare ciclică din Masivul Giumalău: prima, propusă de A. Nordon şi susţinută ulterior de R. Mayer şi V. Mihăilescu, are în vedere faptul că este vorba de o singură suprafaţă de nivelare care a fost denivelată datorită mişcărilor pe verticală, iar cea de-a doua aparţine lui M. David şi presupune existenţa a două suprafeţe de eroziune, de vârste diferite (Poiana Ciungilor şi Platforma Bîdei), susţinută ulterior de I. Sârcu (Poiana Ciungilor şi Mestecăniş).

Cercetările geologice recente, însoţite de materiale cartografice şi profile geologice indică prezenţa în perimetrul luat în studiu a numeroase fracturi tectonice care divizează din punct de vedere tectonic Giumalăul, în mai multe compartimente. Pentru relieful de modelare ciclică din această unitate, de mare importanţă sunt fracturile direcţionale (Crucea-Colbu, Arseneasa şi Rusca-Putna).

Falia direcţională Rusca-Putna separă masivul în două sectoare cu trăsături morfografice diferite (Figura nr. V. 11). Aceasta întrerupe spre est continuitatea suprafeţei de nivelare din sectorul vestic care se află la cca. 1100 – 1350 m altitudine. La est de această falie, fragmentele din suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor se situează la altitudini de 1440 – 1650 m. Deci, diferenţa de nivel dintre fragmentele de suprafaţă de nivelare din cele două sectoare este de cca. 250 - 300 m şi este cauzată de mişcarea compartimentelor tectonice pe verticală, respectiv, compartimentul estic mai înălţat faţă de cel vestic (Figura nr. V. 13).

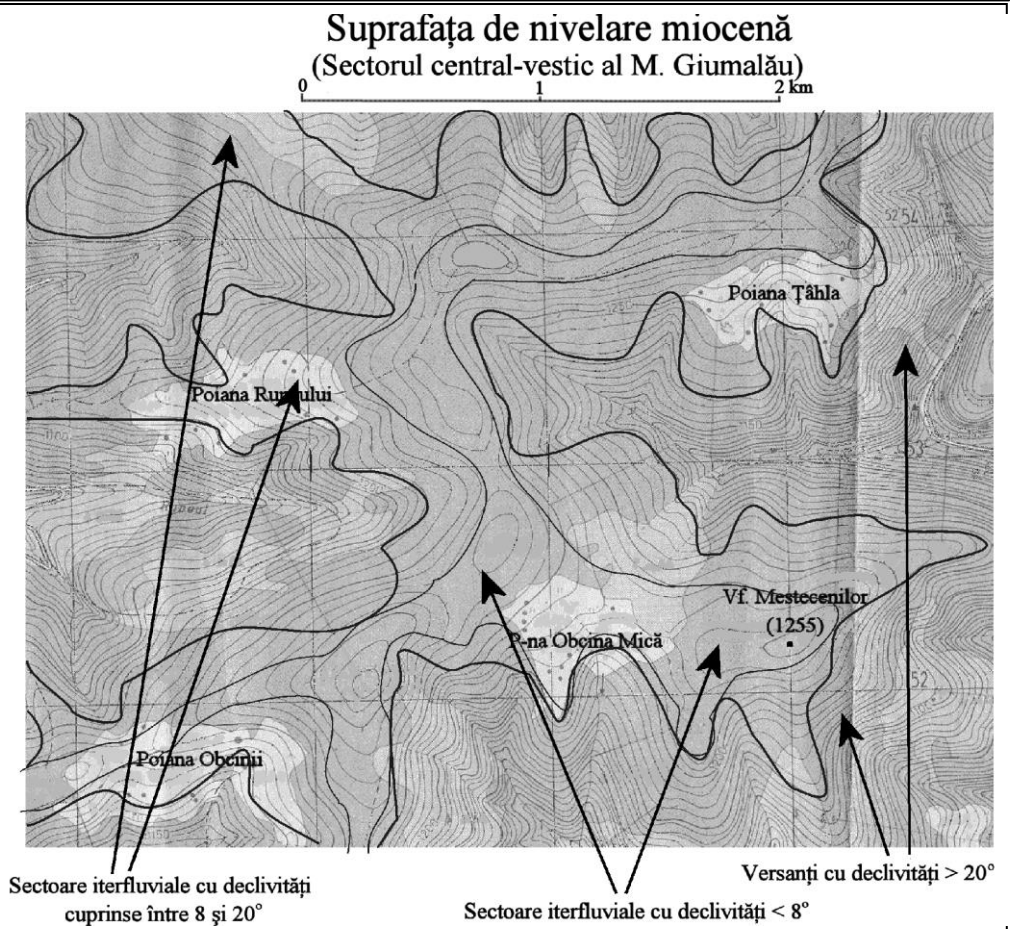


Figura nr. V. 15

Din analiza profilului longitudinal al culmii Poiana Runcului-Mestecăniş (Figura nr. V. 14), se observă că aceasta prezintă o decreştere generală a altitudinii absolute, dinspre sud-est spre nord-vest, de cca. 150 m. Această descreştere altitudinală confirmă faptul că suprafaţa de nivelare din care a evoluat culmea avea o înclinare topografică aproximativă de la sud spre nord, înclinare care a fost constatată şi în sectorul estic, în cazul suprafeţei Poiana Ciungilor. Deci, în ansamblu, este vorba de aceeaşi suprafaţă de nivelare aflată la altitudini diferite.

Morfologia fragmentelor suprafeţei de nivelare din sectorul vestic este foarte asemănătoare cu cea a fragmentelor suprafeţei Poiana Ciungilor (Figura nr. V. 15). Declivităţile sunt reduse, cu frecvenţă mare a categoriei 4 - 10°, în cazul suprafeţei de nivelare de la partea superioară a interfluviilor şi accentuate 20 - 40°, în cazul sectoarelor mediane şi inferioare ale versanţilor. Trecerea de la suprafaţa de eroziune la versanţii ce o înconjoară se realizează abrupt, pe o distanţă redusă de cca. 25 m (Figura nr. V. 16) remarcându-se schimbarea netă a unghiului de pantă printr-o rupere

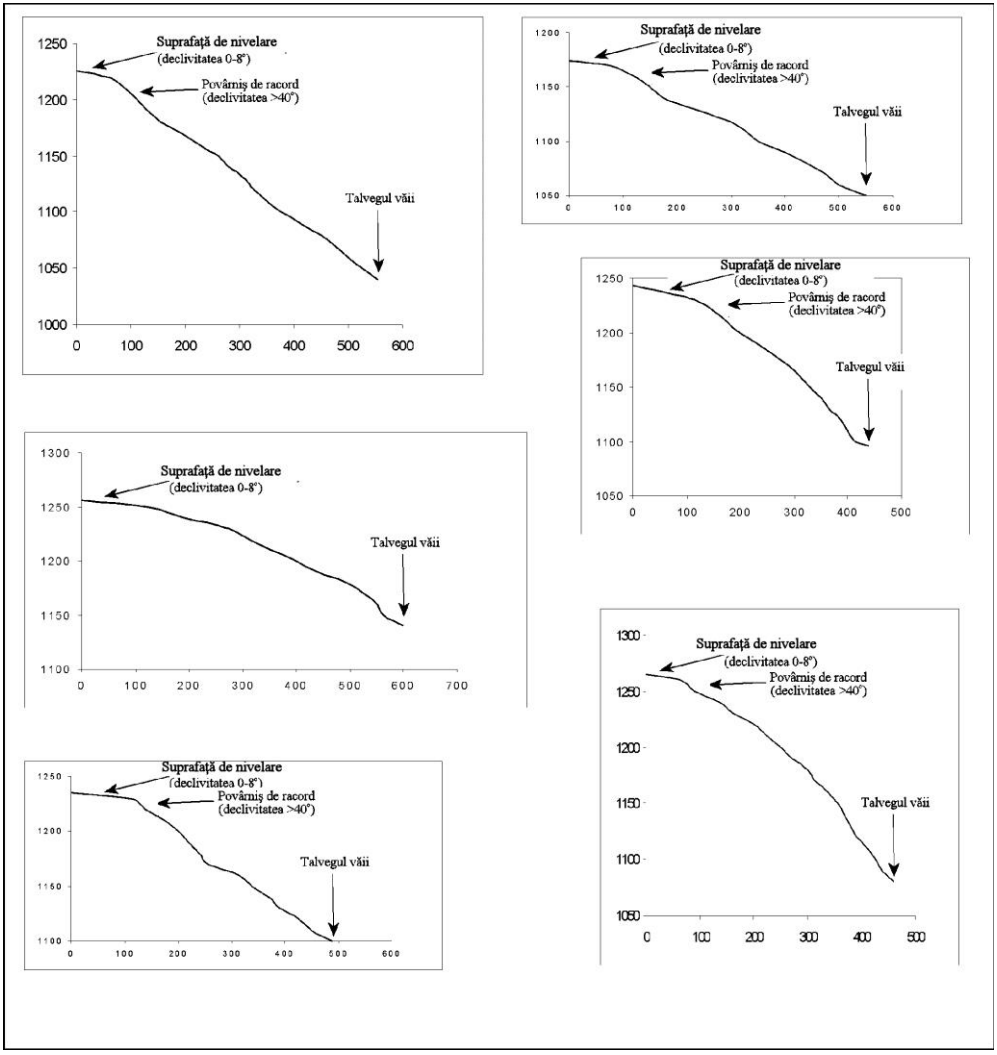


Figura nr. V. 16 Profile de versanţi ce aparţin sectorului vestic al masivului

de versant, convexă. Povârnişul de racord, prezent la limita suprafeţei de eroziune, face trecerea dintre sectorul superior şi cel median al versanţilor.

Legăturile existente între fragmentele suprafeţei de nivelare ce aparţin culmii longitudinale Poiana Runcului-Mestecăniş cu fragmentele aceleiaşi suprafeţe dispuse în cadrul culmilor transversale separate de afluenţii Bistriţei, sunt evidente (Figura nr. V. 12). La acestea, se adaugă şi fragmentele aceleiaşi suprafeţe de nivelare, dispuse pe partea dreaptă a Bistriţei în Munţii Suhardului (culmea Piciorul Văcăriei, culmea Haju, culmea Runcului).

Repartiţia acestor fragmente, de o parte şi de cealaltă a văii Bistriţei, demonstrează faptul că Bistriţa a început să-şi formeze valea, adâncindu-se în cadrul

suprafeţei de nivelare de vârstă miocenă. Ulterior instalării Bistriţei în cadrul acestei suprafeţe de nivelare, compartimentele tectonice de la est de falia (Rusca-Putna) au înregistrat un proces de înălţare în trepte cu efect major în cadrul celui aferent culmii Pietrosu Bistriţei-Bogolin-Giumalău-Alunu. Înălţarea nu a modificat traseul transversal al Bistriţei, aceasta reuşind să se adâncească formându-şi o vale antecedentă.

În concluzie, relieful actual din masivul Giumalău este rezultatul interacţiunii factorilor geomorfologici interni (structural-litologici şi tectonici) cu cei externi, materializat prin diferenţe altitudinale de cca. 550 m, înregistrate între sectorul vestic şi cel estic. Din punct de vedere morfogenetic, în masivul Giumalău s-a format o singură suprafaţă de nivelare de vârstă miocenă care, datorită tectonicii, a fost compartimentată şi înălţată la altitudini cuprinse între 1100 – 1850 m. În această situaţie, cele două denumiri date aceleaşi suprafeţe de nivelare sunt utile pentru separarea altitudinală a diferitelor fragmente. În unitatea luată în studiu, se poate menţine denumirea de suprafaţa Mestecăniş, pentru nivelul dezvoltat între 1100 şi 1350 m şi denumirea de suprafaţa Poiana Ciungilor, pentru nivelul situat la altitudini de 1400 – 1850 m.

4. 2. 2. Culmile interfluviale

Au rezultat în urma evoluţiei reţelei hidrografice, pe aceleaşi trasee încă din sarmaţianul inferior. Individualizarea acestor culmi a debutat simultan cu instalarea reţelei hidrografice în cadrul suprafeţei de nivelare miocenă. Culmile longitudinale s-au schiţat treptat, pe măsură ce reţeaua hidrografică transversală, formată din afluenţi ai Moldovei şi Bistriţei s-a dezvoltat în detrimentul suprafeţei de nivelare. Ca urmare a acestei evoluţii, culmile transversale care separă afluenţii de ordinele III, IV şi V ai Bistriţei s-au schiţat înaintea celei longitudinale (Poiana Runcului-Mestecăniş), dar simultan cu culmea longitudinală Giumalău-Alunu. Derivarea sistemului actual de culmi dintr-o suprafaţă de nivelare unică este dată de continuitatea fragmentelor din suprafaţa de nivelare miocenă din cadrul culmii longitudinale Poiana Runcului-Mestecăniş, în culmile transversale strâns legate de aceasta.

În sectorul estic al masivului, formarea văilor longitudinale ale Putnei, în zona centrală, şi a Izvorului Giumalăului, la limita estică, a dus la conturarea culmii longitudinale Giumalău-Alunu, de care sunt strâns legate sectoarele interfluviale transversale aferente suprafeţei de nivelare Poiana Ciungilor. Ulterior schiţării culmilor, eforturile tectonice au dus la înălţarea, cu intensităţi diferite, a compartimentelor tectonice, cu denivelări de cca. 200 – 300 m între ele, sub formă de trepte ascendente de la vest la est. În aceste condiţii, s-a realizat diferenţierea altitudinală a acestora cu altitudini de 1600 - 1800 m în culmea Giumalău-Alunu, 1400 - 1600 m în culmile transversale aferente fragmentelor din suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor şi 1100 - 1350 m în culmea Poiana Runcului-Mestecăniş şi culmile transversale ce separă afluenţii Bistriţei.

Culmile interfluviale de ordinele III şi II din bazinul hidrografic al Bistriţei s-au schiţat ulterior, prin fragmentarea versanţilor văilor de ordinul IV, datorită pătrunderii regresive a afluenţilor de ordin inferior. Simultan cu acestea, în bazinul hidrografic al Moldovei s-au format culmile de ordinele IV şi III, derivate din fragmentarea versanţilor văilor de ordinul V, de către afluenţii de ordin inferior.

Tot ca o condiţie a stadiului de evoluţie al acestor culmi s-a constatat că cele de ordinele IV şi V, cu excepţia celor din bazinul pârâului Izvorul Giumalăului, precum şi culmea longitudinală Poiana Runcului-Mestecăniş au un profil transversal reprezentativ, larg şi rotunjit. Celelalte culmi de acelaşi ordin aferente bazinului Izvorul Giumalăului, precum şi cea mai mare parte a culmii Giumalău-Alunu au ca profil transversal reprezentativ unul îngust şi rotunjit sau chiar îngust şi ascuţit rezultat în urma intensităţii proceselor de eroziune fluvială, determinate de înălţarea acestui compartiment.

În concluzie, se poate afirma că cele două interfluvii longitudinale, precum şi cele transversale de ordinele IV şi V din sectorul central-vestic al masivului derivă din vechea suprafaţă de nivelare miocenă şi au început să se individualizeze încă din sarmaţianul inferior. Culmile interfluviale de ordine inferioare s-au schiţat ulterior, derivând din fragmentarea versanţilor văilor deja formate.

Eroziunea regresivă, exercitată în zonele de obârşie ale afluenţilor de ordin inferior, grefată pe un substrat geologic extrem de eterogen din punct de vedere al rezistenţei la acţiunea agenţilor de modelare externi, la care se adaugă mişcările tectonice pe verticală a diferitelor compartimente tectonice au determinat o serie de oscilaţii altitudinale şi morfologice ale culmilor.

4. 2. 3. Vârfurile

În cadrul interfluviilor, deasupra nivelului altitudinal general al acestora, apar o serie de înălţimi izolate de formă conică sau piramidală (Clopaci, 1139 m; Iacobeni, 1204 m; Arşiţa, 1326 m; Chiliilor, 1652 m etc), rotunjite (Oalei, 1334 m; Drăncani, 1231 m; Sterparul, 1434 m; Corhana Gheorghiţeni, 1164 m) sau sub formă de cupolă (Giumalău, 1856,5 m; Alunu, 1665 m; Piciorul Lat, 1232 m; Bărnărel, 1321 m; Obcina Mare, 1247 m; Mesteceni, 1255 m etc.). În general, acestea sunt martori de eroziune, derivaţi din vechea suprafaţă de nivelare ca urmare a acţiunii agenţilor de modelare externi.

4. 2. 4. Bazinele de drenaj ca unităţi morfogenetice fundamentale

Reţeaua de drenaj aferentă Masivului Giumalău reprezintă principala cale prin care materialele erodate sunt transportate în afara perimetrului său. La scara timpului geologic, evacuarea acestor materiale a fost în strânsă corelaţie cu manifestările climatice, asociaţiile petrografice, compoziţia vegetală şi nu în ultimul rând cu dezvoltarea bazinelor de drenaj.

Abordarea, în termeni cantitativi, a bazinelor de drenaj a avut loc începând de la mijlocul secolului al XX-lea detaşându-se o serie de reprezentanţi de seamă: Horton (1945), Stahler (1952), Shreve (1966), etc. la nivel internaţional, în timp ce, la nivel naţional, preocupări în acest sens au avut: Zăvoianu (1978), Ichim şi colab. (1989, 1998), Maria Rădoane şi colab. (1996) etc.

Bazinul de drenaj este o entitate morfogenetică, rezultată în urma evoluţiei reţelei hidrografice, relativ uşor de delimitat pe baza cumpenei de ape care separă bazine de acelaşi ordin sau de ordine diferite. „Bazinul de drenaj este considerat în întregul său ca sistem proces-răspuns la nivelul căruia se pot determina cu acurateţe principalele intrări în sistem respectiv: energia termică provenită de la Soare, energia potenţială şi cinetică din precipitaţii, energia potenţială din mişcări tectonice şi activităţi magmatice şi energia chimică realizată în procesele de meteorizaţii; de asemenea se pot evalua cu acurateţe principalele ieşiri din sistem: apă, sedimente, substanţele dizolvate rezultate din menţinerea sau transformarea suprafeţei terenului.” (Maria Rădoane şi colab., 2001).

Ordinul unui bazin hidrografic este dat de sistemul de ierarhizare a reţelei de drenaj aferente. În decursul timpului, au fost propuse mai multe modalităţi de ierarhizare, cu bază geometrică sau topologică, dintre care se detaşează cele propuse de Horton (1945), utilizată şi de noi în cazul analizei profilelor longitudinale, Strahler (1952) şi Shreve (1966), în cazul de faţă, utilizate la analiza bazinelor de drenaj.

Plecând de la afirmaţia lui Scheidegger (1965), conform căreia determinarea ordinului unui râu sau bazin de drenaj depinde de scara hărţii folosite, precizăm că, în cazul unităţii studiate, determinările morfometrice s-au realizat utilizându-se hărţi topografice la scară 1 : 25000 cu echidistanţa de 10 m, din ediţia 1986. În trasarea reţelei de drenaj s-a ţinut seama de metoda « inflexiunilor curbelor de nivel » sau « metoda Strahler » căreia s-a adăugat, acolo unde erau neclarităţi, verificarea din teren.

S-a procedat la ierarhizarea reţelei de drenaj din teritoriul luat în studiu, utilizând sistemul propus de A.N.Strahler (1952), sistem ce oferă o bază logică a studiului geomorfologic comparativ al bazinelor de drenaj în raport cu diverşi factori ce le determină evoluţia. Ca bază de analiză morfometrică, au fost considerate bazinele de ordinul III şi superioare în care, «în condiţiile climatului temperat se pun clar în evidenţă văile cu elementele caracteristice de bază ca formaţiuni de relief fluvial» (Ichim, Rădoane, 1984).

Menţionăm faptul că, din dorinţa de a analiza bazinele de drenaj ca entitate geomorfologică distinctă, în cazul bazinelor Puciosu, Colbu, Putna şi Izvorul Giumalăului s-au depăşit limitele convenţionale ale Masivului Giumalău.

S-au identificat: 49 bazine hidrografice de ordinul III, totalizând o suprafaţă de

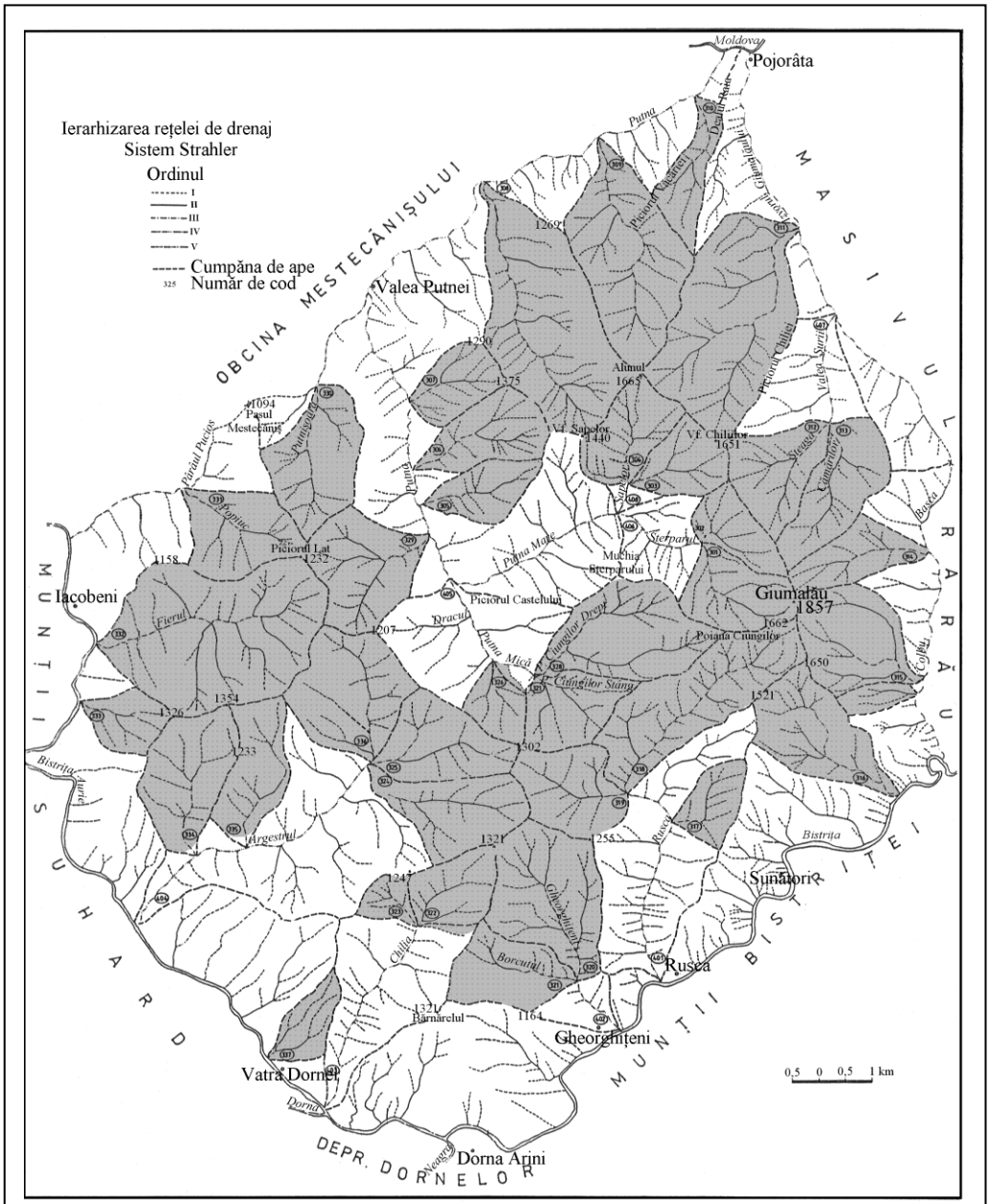


Figura nr. V. 17 Repartiţia bazinelor de drenaj de ordinul III din Masivul Giumalău

Tabel nr. V. 1 Parametrii statistici ai variabilelor morfometrice ale bazinelor de ordinul III

III	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	D1 (km/km2)	Dt (km/km2)	RG	RR	Rb
Media	13.82	3.10	2.78	1452.73	919.69	1186.21	533.04	6.86	1.55	1.32	2.65	0.51	0.68	5.97	1.78	9.00	2.28	3.39	0.00	210.85	3.58
Mediana	11.00	2.00	2.41	1375.00	905.00	1150.00	496.00	6.58	1.44	1.25	2.60	0.51	0.67	5.23	1.58	7.78	2.25	3.30	0.00	194.69	3.32
Modulul	9	2	2.56	1665	978	–	597	6.58	1.98	1.35	1.85	0.5	0.65	3.7	0.95	7.53	2.25	3.41	–	–	3
Dev. standl	8.04	1.64	1.76	209.37	106.84	135.29	193.11	2.13	0.57	0.40	0.85	0.10	0.05	3.31	1.19	5.18	0.51	0.59	0.00	76.29	0.99
Asimetria	1.37	1.54	1.64	0.59	0.46	0.72	0.83	0.95	0.95	0.66	0.95	-0.38	0.91	1.36	1.59	1.48	0.51	0.73	1.22	0.96	0.90
Ind. kurtosis	1.12	1.02	3.02	-0.96	0.00	-0.31	-0.14	0.74	1.51	0.10	0.83	-0.51	0.66	1.42	3.40	1.83	-0.01	0.38	2.26	1.23	0.18
Minima	4.00	2.00	0.67	1160.00	715.00	979.00	253.00	3.53	0.64	0.65	1.30	0.28	0.58	1.55	0.24	2.70	1.33	2.32	0.00	91.82	2.00
Maxima	37.00	7.00	8.94	1656.00	1186.00	1521.00	1029.00	12.15	3.52	2.45	5.00	0.70	0.82	15.33	6.33	24.83	3.63	5.09	0.00	471.43	6.08
Amplitudine	33.00	5.00	8.27	696.00	471.00	542.00	776.00	8.62	2.88	1.80	3.70	0.42	0.25	13.78	6.09	22.13	2.30	2.77	0.00	379.61	4.08

cca. 136,44 km^2 din care, în limitele masivului, acestea reprezintă cca. 55% din suprafaţa totală (Figura nr. V. 17), 14 bazine de ordinul IV şi 3 bazine de ordinul V.

Pentru analiza bazinelor de drenaj, au fost determinate o serie de variabile asociate ordinului de reţea, lungimilor, suprafeţelor, frecvenţei şi densităţii de drenaj: 1) numărul de râuri de ordinul I (magnitudinea) (N1); 2) numărul de râuri de ordinul II (N2); 3) suprafaţa bazinului de drenaj (Sb, km^2); 4) altitudinea maximă a bazinului (Hmax, m); 5) altitudinea minimă a bazinului (Hmin, m); 6) altitudinea medie a bazinului (Hmed, m); 7) energia maximă a bazinului (Emax, m); 8) perimetrul bazinului (P, km); 9) energia relativă (Er); 10) diametrul cercului înscris bazinului hidrografic (d, km); 11) diametrul cercului circumscris bazinului hidrografic (D, km); 12) coeficientul de formă (Cf, km); 13) circularitatea bazinului (C); 14) lungimea reţelei de ordinul I (L1, km); 15) lungimea reţelei de ordinul II (L2, km); 16) lungimea totală a reţelei (Lt, km); 17) densitatea reţelei de ordinul I (D1, km/km^2); 18) densitatea reţelei totale (Dt, km/km^2); 19) numărul de rugozitate a reliefului (RG); 20) raportul de relief (RR); 21) raportul de bifurcaţie (Rb).

4. 2. 4. 1. Bazinele de drenaj de ordinul III

Din analiza statistică a celor 49 bazine de ordinul III, a rezultat că acestea au, în medie, cca. 14 segmente de reţea de ordinul I şi aproximativ 3 segmente de ordinul II. Suprafaţa medie a acestora este de 2,7 km^2, altitudinea medie de 1186 m iar energia maximă are valoarea medie de 533 m. Perimetrul deţine valoarea medie de 6,8 km iar lungimea totală a reţelei de drenaj

Tabel nr. V. 2 Matricea coeficienţilor de corelaţie ai variabilelor bazinelor de ordinul III

	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	Dl (km/km2)	Dt (km/km2)	RG	RR	Rb
N1	1																				
N2	**0.903**	1																			
Sb (km²)	**0.879**	**0.848**	1																		
Hmax (m)	0.202	0.217	0.148	1																	
Hmin (m)	-0.208	-0.332	-0.279	*0.401*	1																
Hmed (m)	0.074	0.037	0.005	**0.932**	**0.705**	1															
Emax (m)	0.334	**0.419**	0.315	**0.862**	-0.118	**0.621**	1														
P (km)	**0.876**	**0.839**	**0.946**	0.261	-0.272	0.094	**0.433**	1													
Er (m)	-0.368	-0.256	**-0.440**	**0.570**	0.057	**0.464**	**0.587**	**-0.419**	1												
d (km)	**0.750**	**0.724**	**0.901**	0.111	-0.197	0.008	0.229	**0.831**	**-0.464**	1											
D (km)	**0.833**	**0.794**	**0.898**	0.312	-0.271	0.134	**0.488**	**0.976**	-0.358	**0.738**	1										
Cf (km)	-0.110	-0.105	-0.046	-0.239	0.143	-0.128	-0.338	-0.235	-0.110	0.300	-0.393	1									
C	0.099	0.097	-0.022	0.264	-0.195	0.128	0.394	0.234	0.139	-0.252	0.337	**-0.815**	1								
L1 (km)	**0.945**	**0.892**	**0.944**	0.242	-0.201	0.107	0.373	**0.918**	-0.372	**0.828**	**0.861**	-0.055	0.017	1							
L2 (km)	**0.791**	**0.715**	**0.854**	0.092	-0.221	-0.016	0.222	**0.772**	-0.361	**0.828**	**0.725**	0.065	-0.099	**0.775**	1						
Lt (km)	**0.950**	**0.912**	**0.968**	0.226	-0.256	0.074	0.387	**0.936**	-0.367	**0.857**	**0.886**	-0.063	0.024	**0.988**	**0.844**	1					
Dl (km/km	-0.121	-0.176	**-0.419**	0.087	0.231	0.159	-0.033	**-0.440**	0.361	**-0.450**	**-0.461**	0.105	-0.052	-0.143	-0.395	-0.235	1				
Dt (km/km	-0.087	-0.100	**-0.410**	0.109	0.083	0.117	0.072	**-0.428**	**0.493**	**-0.448**	**-0.431**	0.065	0.003	-0.164	-0.256	-0.205	**0.898**	1			
RG	-0.315	-0.238	**-0.480**	**0.418**	0.048	0.342	**0.426**	**-0.485**	**0.932**	**-0.517**	**-0.446**	-0.041	0.078	-0.346	-0.368	-0.358	**0.610**	**0.752**	1		
RR	-0.360	-0.251	**-0.439**	**0.547**	0.076	**0.463**	**0.551**	**-0.437**	**0.986**	**-0.426**	-0.409	0.024	0.045	-0.355	-0.358	-0.358	**0.413**	**0.533**	**0.940**	1	
Rb	**0.990**	**0.874**	**0.866**	0.215	-0.180	0.096	0.333	**0.874**	-0.383	**0.769**	**0.824**	-0.079	0.081	**0.936**	**0.783**	**0.938**	-0.119	-0.095	-0.330	-0.369	1

are o valoare medie de 9 km. Coeficientul de formă (Cf) are o valoare medie de 0,51, ceea ce indică o uşoară alungire a formei bazinelor, având în vedere faptul că pentru un bazin circular (Cf) are valoarea 1.

Abaterea de la medie, în cazul segmentelor de ordinul I, este dată de o amplitudine de 33 şi deviaţie standard de 8 unităţi, fapt ce indică o variaţie destul de mare a modului de compunere a reţelei de drenaj. Aceleaşi proprietăţi se remarcă şi la nivelul suprafeţelor bazinale, cu o amplitudine de 8,27 km^2 şi deviaţie standard de 1,75 km^2, ultima valoare indicând faptul că sunt extrem de puţine bazine de ordinul III cu suprafeţe de sub 1 km^2 sau mai mari de 4,5 km^2.

Gradul de aglomerare a frecvenţelor parametrilor în zona centrală a distribuţiei (indicele kurtozis) prezintă repartiţii normale pentru altitudinea minimă, diametrul cercului înscris şi densitatea reţelei de drenaj de ordinul I, repartiţii leptocurtice, pentru majoritatea coeficienţilor şi repartiţii platicurtice, pentru altitudinea maximă, altitudinea medie, energia maximă şi coeficientul de formă.

Referitor la variabilele bazinelor de ordinul III, în tabelul nr. V. 1, pe lângă parametrii statistici sus menţionaţi, sunt prezentaţi o serie de alţi parametrii: mediana, modulul, indicele de asimetrie, minima şi maxima.

Analiza relaţiilor dintre variabilele bazinelor hidrografice de ordinul III are la bază coeficienţii de

Tabel nr. V. 3 Nivele de semnificaţie raportate la dimensiunea eşantionului

Dimensiunea eşantionului	Nivele de semnificaţie pentru coeficientul de corelaţie (Kirkby et. al.,1987)		
	0,05	0,01	0,001
3	0,954	0,986	0,997
4	0,891	0,956	0,987
5	0,826	0,919	0,970
6	0,774	0,880	0,948
7	0,727	0,843	0,924
8	0,685	0,808	0,899
9	0,650	0,776	0,875
10	0,619	0,746	0,851
11	0,592	0,719	0,828
12	0,567	0,698	0,806
13	0,546	0,672	0,786
14	0,526	0,652	0,767
15	0,509	0,633	0,749
16	0,493	0,615	0,732
17	0,478	0,599	0,715
18	0,465	0,584	0.700
19	0,453	0,570	0,686
20	0,441	0,557	0,672
25	0,395	0,502	0,613
30	0,360	0,461	0,567
40	0,312	0,402	0,499
60	0,254	0,330	0,414
120	0,179	0,234	0,297

corelaţie, prezentaţi în matricea coeficienţilor de corelaţie (Tabelul nr. V. 2).

Suprafaţa bazinului de drenaj (Sb) controlează variabilele asociate reţelei de drenaj, având un rol extrem de important. Anderson (1957) afirma că suprafaţa bazinului este « una dintre variabilele diavolului » (conform lui I. Ichim şi colab., 1989). « Cu această variabilă se corelează toate caracteristicile geomorfologice şi hidrologice dintr-un bazin de drenaj, de la numărul de râuri pe ordine de mărime şi lungimea acestora, la geometria hidraulică a albiilor, forţa de frecare a curgerii şi puterea râurilor » (I. Ichim şi colab., 1989).

În cazul bazinelor analizate, coeficienţii de corelaţie indică un înalt nivel de semnificaţie. Conform lui (Kirkby et. al.,1987), la o populaţie de bazine în număr de 40 şi un nivel de semnificaţie de 0,001, coeficientul de corelaţie semnificativ trebuie să aibă valori mai mari de 0,499, în timp ce, la aceeaşi populaţie de bazine dar la un

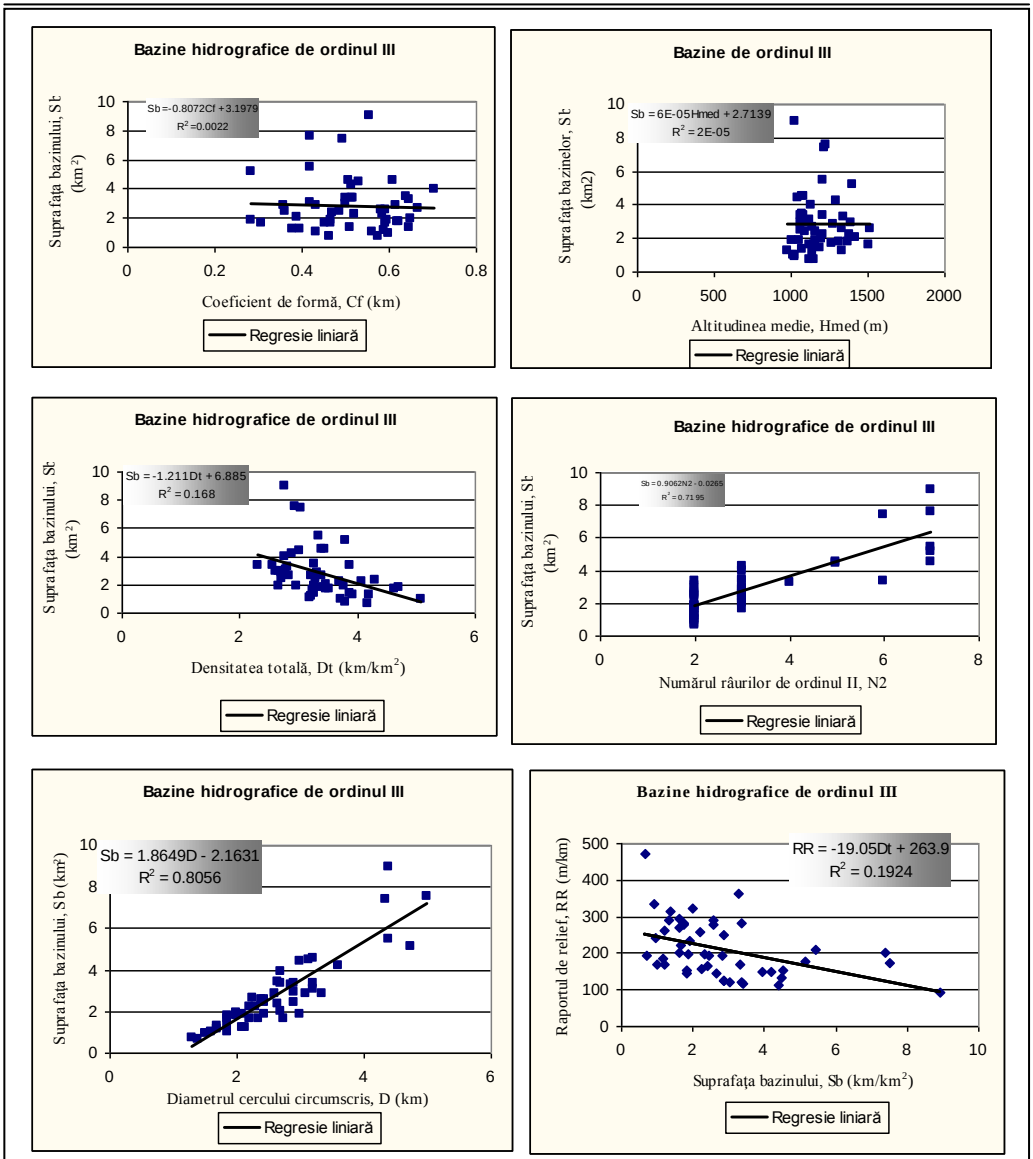


Figura nr. V. 18 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

nivel de semnificaţie de 0,01, valorile coeficientului de corelaţie trebuie să fie mai mari de 0,402 (Tabel nr. V. 3).

În matricea coeficienţilor de corelaţie pentru o populaţie de 49 bazine, valorile semnificative au fost marcate prin caractere aldine (semnificaţie 0,001) şi cursive (semnificaţie 0,01), (Tabel nr. V. 2).

Dintre variabilele morfometrice, suprafaţa bazinului hidrografic se corelează direct, în primul rând, cu perimetrul, lungimea totală a reţelei de drenaj, lungimea

reţelei de ordinul I şi diametrul cercului înscris, având valori de peste 0,900 (Figura nr. V. 19). Foarte apropiate sunt şi corelaţiile directe cu diametrul cercului circumscris şi lungimea râurilor de ordinul II, având valori de peste 0,800 (Figura nr. V. 18). Corelaţii inverse semnificative au loc în relaţia cu energia relativă, densităţile reţelei de ordinul I şi totale, rugozitatea reliefului şi raportul de relief, valorile acestora fiind mai mari de (-0,410), (Figurile nr. V 18. şi 19). Cele mai slabe relaţii se înregistrează între suprafaţa bazinului cu altitudinea medie, coeficientul de formă sau circularitatea bazinului (Figura nr. V. 18).

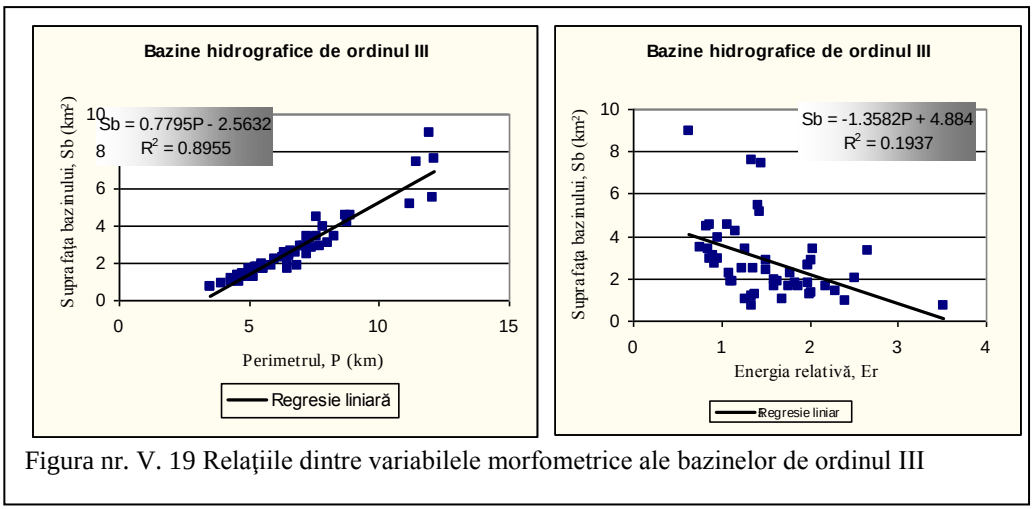


Figura nr. V. 19 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

Din totalul bazinelor de ordinul III, 23 aparţin bazinului hidrografic al Bistriţei iar 26 aparţin bazinului Moldovei. Având o populaţie aproximativ egală ca număr s-a efectuat o prelucrare statistică a acestora în funcţie de cele două mari bazine hidrografice, pentru a se surprinde eventualele diferenţieri. Rezultatele sunt prezentate în tabelul nr. V. 4, unde se constată o relativă apropiere între valorile medii ale

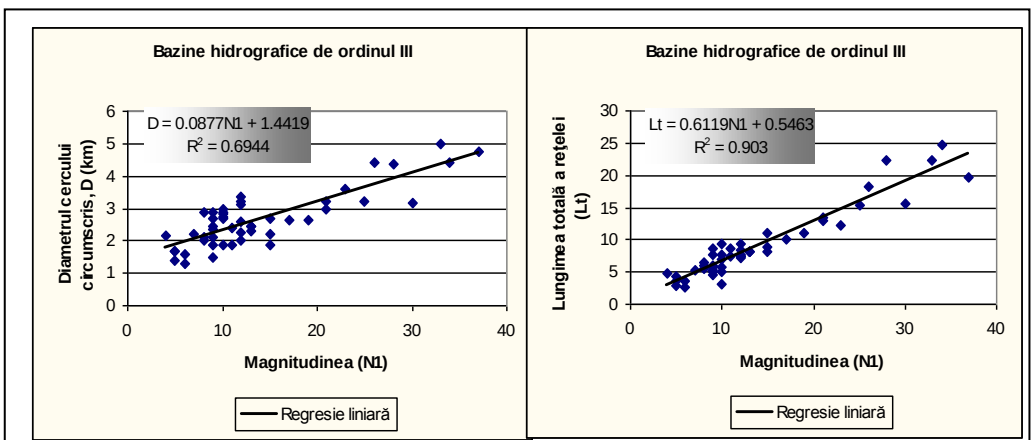


Figura nr. V. 20 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

Tabel nr. V. 4 Parametrii statistici ai variabilelor morfometrice ale bazinelor de ordinul III aferente Bistriţei şi Moldovei

III Bistriţa	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	l (km/km²	Dt (km/km2)	RG	RR
Media	13.30	3.09	2.86	1438.61	912.00	1175.30	526.61	6.92	1.54	1.36	2.66	0.52	0.68	5.85	1.78	8.94	2.16	3.27	0.00	211.64
Mediana	10.00	2.00	2.81	1334.00	905.00	1134.50	491.00	7.15	1.36	1.35	2.70	0.52	0.66	5.23	1.55	7.78	2.14	3.28	0.00	179.37
Modulul	9.00	2.00	_	1302.00	935.00	_	496.00	_	_	1.35	2.70	0.50	_	4.35	_	_	_	_	_	_
Dev. stand.	8.22	1.59	1.71	201.09	82.06	114.54	204.60	2.01	0.70	0.41	0.81	0.11	0.05	3.20	1.32	5.04	0.50	0.62	0.00	92.60
Asimetria	1.84	1.60	1.94	1.02	0.11	0.91	1.05	0.61	1.14	0.61	0.72	-0.34	0.93	1.57	1.98	1.75	0.66	0.58	1.23	1.11
nd. kurtosis	2.98	1.49	5.95	-0.21	-0.98	-0.43	0.36	1.02	1.05	0.71	1.12	-0.54	-0.35	2.79	5.10	3.53	0.38	-0.51	1.70	0.94
Minima	5.00	2.00	0.67	1232.00	760.00	1030.00	253.00	3.53	0.64	0.65	1.30	0.28	0.63	1.55	0.25	2.70	1.33	2.32	0.00	91.82
Maxima	37.00	7.00	8.94	1866.00	1060.00	1420.50	1029.00	11.95	3.52	2.45	4.75	0.70	0.79	15.33	6.33	24.83	3.38	4.70	0.00	471.43
Amplitudine	32.00	5.00	8.27	624.00	300.00	390.50	776.00	8.42	2.88	1.80	3.45	0.42	0.16	13.78	6.08	22.13	2.05	2.39	0.00	379.61
III Moldova	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	l (km/km²	Dt (km/km2)	RG	RR
Media	14.27	3.12	2.72	1465.23	926.50	1195.87	538.73	6.81	1.55	1.30	2.65	0.50	0.69	6.07	1.78	9.06	2.38	3.49	0.00	210.15
Mediana	11.50	2.00	2.05	1410.00	909.50	1180.25	513.00	6.36	1.55	1.23	2.43	0.51	0.68	5.28	1.62	7.67	2.30	3.37	0.00	202.23
Modulul	9.00	2.00	2.56	1665.00	1186.00	_	_	7.63	_	0.85	2.20	_	_	_	0.95	_	_	_	_	_
Dev. stand.	7.85	1.69	1.80	215.67	124.32	150.63	182.16	2.24	0.42	0.38	0.87	0.10	0.06	3.41	1.06	5.29	0.50	0.55	0.00	58.17
Asimetria	1.01	1.57	1.52	0.31	0.44	0.58	0.65	1.23	-0.04	0.74	1.17	-0.52	0.85	1.27	0.99	1.36	0.47	1.18	1.24	0.19
nd. kurtosis	0.06	1.09	1.75	-1.29	-0.31	-0.48	-0.51	0.95	-0.53	-0.31	1.01	-0.40	0.94	0.97	0.61	1.21	0.06	1.61	3.02	-0.73
Minima	4.00	2.00	0.91	1160.00	715.00	979.00	307.00	3.95	0.76	0.80	1.50	0.28	0.58	2.40	0.24	3.19	1.42	2.68	0.00	111.67
Maxima	33.00	7.00	7.53	1856.00	1186.00	1521.00	915.00	12.15	2.41	2.15	5.00	0.65	0.82	14.58	4.60	22.43	3.63	5.09	0.00	334.67
Amplitudine	29.00	5.00	6.62	696.00	471.00	542.00	608.00	8.20	1.64	1.35	3.50	0.37	0.25	12.18	4.36	19.24	2.20	2.41	0.00	223.00

suprafeţei bazinelor, dar cu o diferenţiere netă la nivelul indicelui kurtozis, (5,95) pentru bazinele aferente râului Bistriţa şi (1,75) pentru cele ale bazinului Moldovei. Valoarea de (5,95) indică o mai mare aglomerare a frecvenţei valorilor suprafeţelor bazinale în jurul mediei, fapt ce se datoreşte unor condiţii de evoluţie asemănătoare. Cu excepţia bazinului hidrografic Colbu, bazinele de ordinul IV aparţin unor tributari direcţi ai Bistriţei spre deosebire de situaţia din bazinul Moldovei, unde evoluţia acestora a ţinut seama de condiţiile în care s-au dezvoltat cele două bazine hidrografice de ordinul V, Putna şi Izvorul Giumalăului.

Numărul segmentelor de ordinul I şi II, aferent bazinelor hidrografice de ordinul III, înregistrează o medie de 13,8 (Tabel nr. V. 1), pentru ordinul I şi 3,1 pentru segmentele de ordinul II. Amplitudinea înregistrată de acestea este de 33, pentru ordinul I şi de 5 pentru ordinul II, iar deviaţia standard este de 8,04, pentru ordinul I şi de 1,64, pentru ordinul II. Acest parametru statistic indică faptul că cca. 70% din bazine au între 5 şi 22 segmente de ordinul I.

În cadrul unei reţele de drenaj, segmentele de ordinul I, care se dezvoltă între obârşie şi prima confluenţă au fost

denumite segmente exterioare, în timp ce segmentele de ordinul II, aflate între două confluenţe sau între o confluenţă şi vărsarea râului în lac sau mare, poartă denumirea de segmente interioare (Smart, 1969, după Ichim şi colab., 1989). Shreve (1966) utilizează segmentele exterioare pentru elaborarea unei ierarhizări pe baze topologice, ordinul final al unei reţele fiind dat de numărul de segmente de ordinul I (magnitudinea).

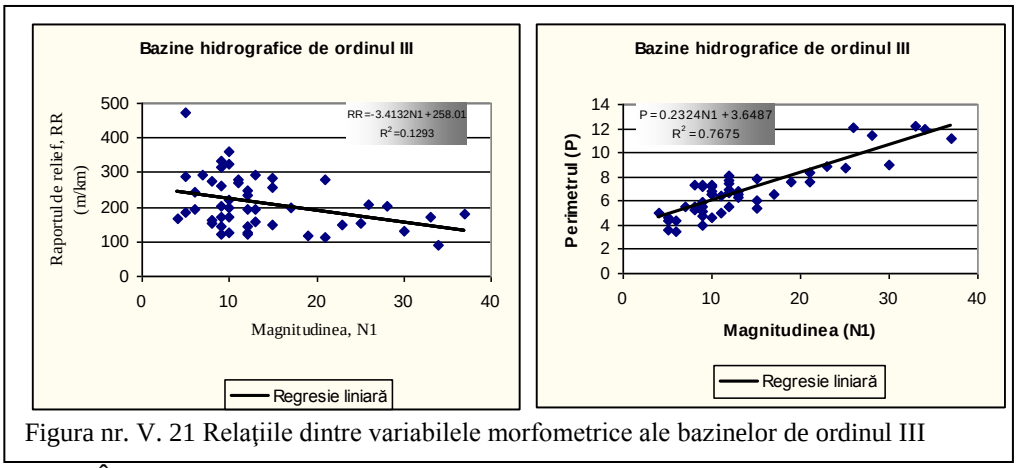


Figura nr. V. 21 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

În relaţia N1 şi N2 cu alte variabile, coeficienţii de corelaţie indică valori semnificative în raportul cu suprafaţa bazinului, diametrul cercului înscris, diametrul cercului circumscris, lungimea reţelei de ordinul I, lungimea reţelei de ordinul II şi lungimea totală (Tabel nr. V. 2), (Figura nr. V. 20).

De asemenea, corelaţii semnificative directe se înregistrează cu energia maximă iar corelaţii inverse cu energia relativă şi raportul de relief (Figura nr. V. 21).

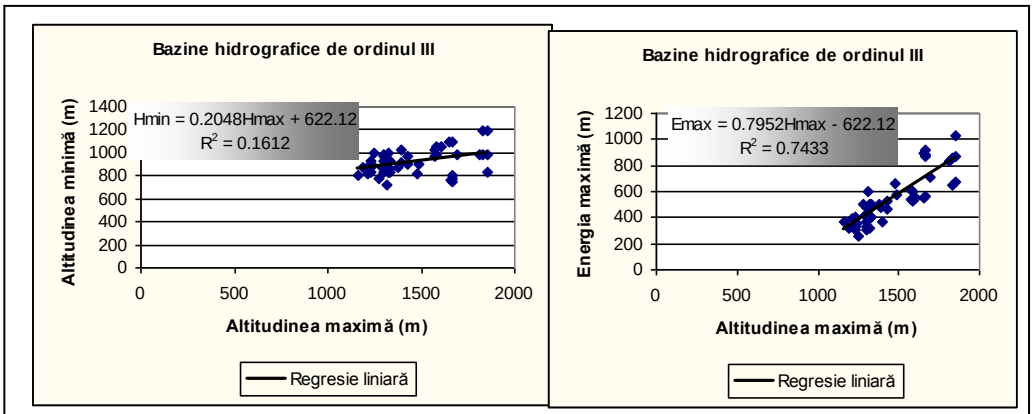


Figura nr. V. 21 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

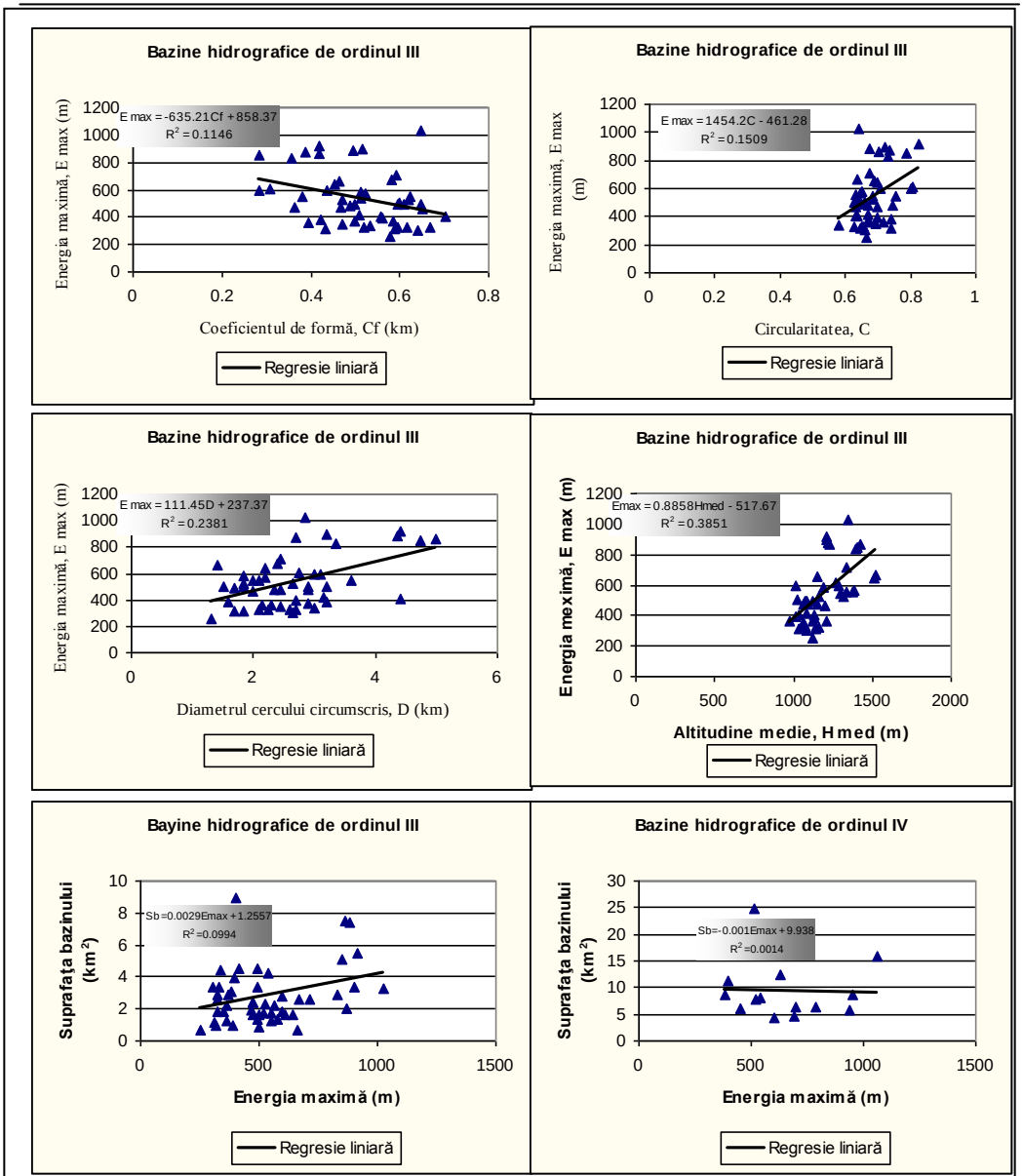


Figura nr. V. 22 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III şi IV

În ceea ce priveşte N1 şi N2, apar diferenţe între cele două mari bazine hidrografice. Valorile medii sunt puţin mai mari pentru bazinele aferente Moldovei, fapt explicabil prin fragmentarea mult mai avansată a reliefului din zona culmii Giumalău-Alunu, căreia i se adaugă altitudinea nivelului de bază local, situată mai jos cu cca. 50 m faţă de cea a Bistriţei. Organizarea reţelei de

Tabel nr. V. 5 Matricea coeficienţilor de corelaţie ai variabilelor bazinelor de ordinele III, IV şi V

	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	D1 (km/km2)	Dr (km/km2)	RG	RR	Rb
N1	1																				
N2	**0.995**	1																			
Sb (km²)	**0.994**	**0.991**	1																		
Hmax (m)	0.304	0.311	0.274	1																	
Hmin (m)	-0.364	-0.396	-0.364	0.210	1																
Hmed (m)	0.104	0.097	0.079	**0.917**	**0.582**	1															
Emax (m)	**0.474**	**0.497**	**0.444**	**0.882**	-0.275	**0.622**	1														
P (km)	**0.910**	**0.935**	**0.916**	0.341	**-0.465**	0.094	**0.559**	1													
Er (m)	-0.333	-0.355	-0.333	0.376	0.251	**0.415**	0.249	**-0.503**	1												
d (km)	**0.863**	**0.891**	**0.873**	0.324	**-0.437**	0.092	**0.529**	**0.960**	**-0.516**	1											
D (km)	**0.825**	**0.860**	**0.829**	0.374	**-0.481**	0.115	**0.599**	**0.980**	**-0.520**	**0.935**	1										
Cf (km)	-0.014	-0.028	-0.005	-0.159	0.179	-0.080	-0.248	-0.131	0.004	0.097	-0.237	1									
C	0.081	0.096	0.066	0.218	-0.262	0.074	0.341	0.234	-0.031	0.044	0.316	**-0.765**	1								
L1 (km)	**0.994**	**0.994**	**0.995**	0.310	-0.373	0.106	**0.484**	**0.931**	-0.361	**0.892**	**0.851**	-0.009	0.076	1							
L2 (km)	**0.980**	**0.986**	**0.987**	0.275	-0.307	0.072	**0.457**	**0.941**	-0.389	**0.900**	**0.868**	-0.018	0.078	**0.984**	1						
Lt (km)	**0.993**	**0.994**	**0.996**	0.306	-0.382	0.099	**0.484**	**0.935**	-0.365	**0.897**	**0.858**	-0.012	0.079	**0.999**	**0.988**	1					
D1 (km/km2	-0.216	-0.241	-0.260	0.080	0.313	0.194	-0.073	-0.239	**0.422**	-0.368	-0.392	0.125	-0.108	-0.223	-0.297	-0.240	1				
Dr (km/km2	-0.236	-0.232	-0.282	0.091	0.190	0.133	-0.003	-0.367	**0.523**	-0.380	-0.388	0.079	-0.066	-0.247	-0.290	-0.226	**0.906**	1			
RG	-0.297	-0.319	-0.325	0.287	0.226	0.231	0.173	**-0.479**	**0.945**	**-0.495**	**-0.507**	0.042	-0.060	-0.323	-0.356	-0.329	**0.633**	**0.748**	1		
RR	-0.302	-0.326	-0.334	0.364	0.257	**0.408**	0.235	**-0.486**	**0.987**	**-0.463**	**-0.522**	0.122	-0.104	-0.330	-0.360	-0.335	**0.463**	**0.555**	**0.950**	1	
Rb	**0.937**	**0.954**	**0.926**	0.361	**-0.436**	0.122	**0.565**	**0.979**	**-0.464**	**0.951**	**0.946**	-0.068	0.151	**0.949**	**0.946**	**0.951**	-0.244	-0.249	-0.411	**-0.437**	1

drenaj este mai avansată, bazinul hidrografic al Putnei (ordinul V) deţinând aproximativ jumătate din suprafaţa totală a masivului.

Altitudinea maximă a bazinelor hidrografice de ordinul III înregistrează o valoare medie de 1452 m, o amplitudine de 696 m, valoarea minimă fiind de 1160 m, iar cea maximă de 1856,5 m, corespunzătoare cu altitudinea maximă din masivul Giumalău. În raporturile cu celelalte variabile, este semnificativă relaţia cu altitudinea medie, energia maximă, altitudinea minimă, energia relativă, rugozitatea reliefului şi raportul de relief.

Relaţia dintre altitudinea maximă şi cea minimă este directă şi semnificativă cu un coeficient de corelaţie de 0,401, valoare care demonstrează o tendinţă de calibrare dimensională a acestor bazine (Figura nr. V. 22). Cu un coeficient de corelaţie mare, de peste (0,800), se detaşează şi relaţia cu energia maximă şi altitudinea medie (Figura nr. V. 23).

La nivelul analizei comparative a parametrilor statistici ai acestei variabile, se constată o valoare medie mai mare pentru bazinele aferente Moldovei (1465 m) faţă de (1438 m) pentru bazinele aferente Bistriţei (Tabel nr. V. 4).

Cele mai slabe relaţii se înregistrează cu densitatea reţelei de ordinul I, lungimea reţelei de ordinul II, densitatea reţelei totale şi diametrul cercului înscris. Această situaţie argumentează ipoteza că

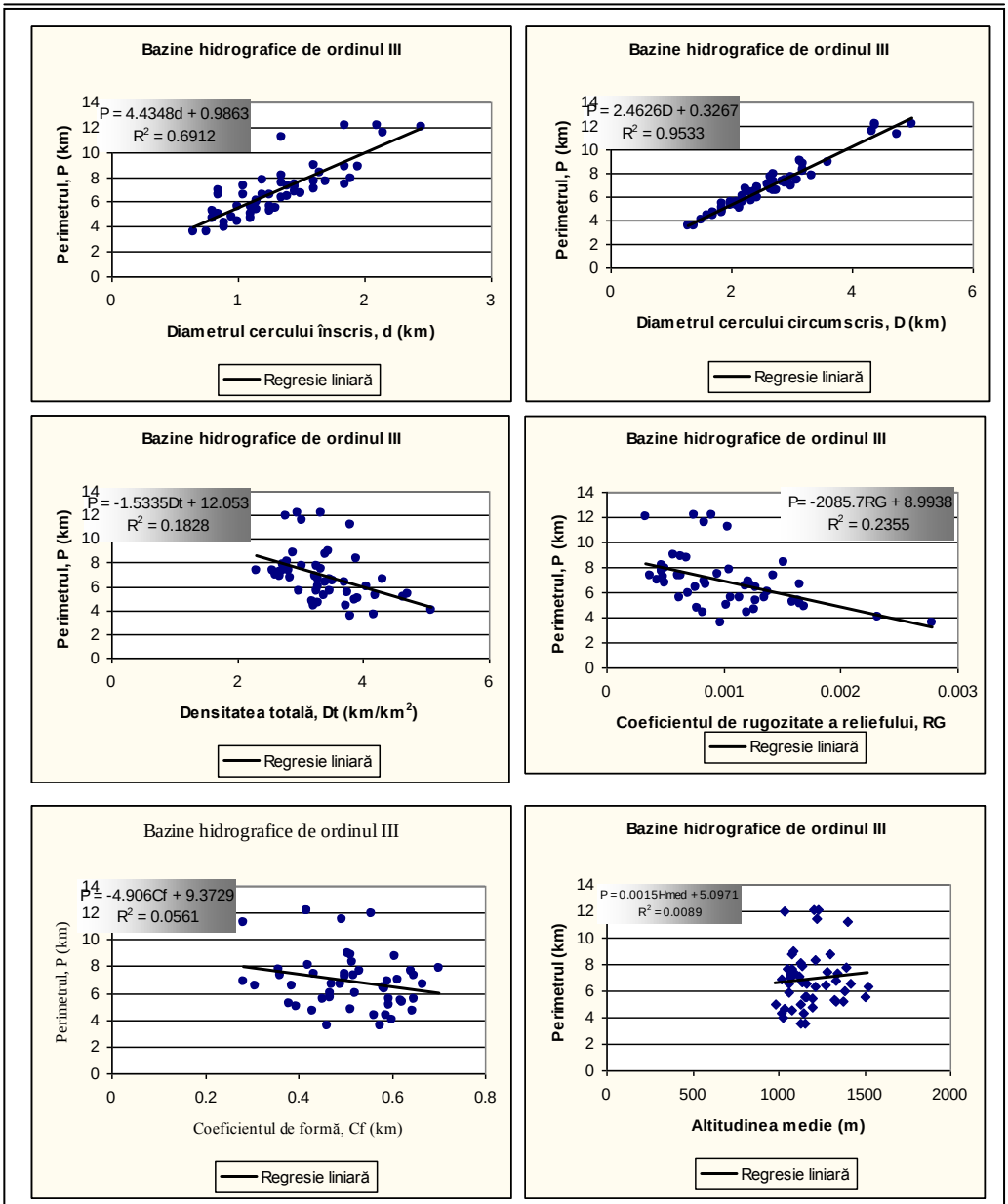


Figura nr. V. 23 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

altitudinea nu influenţează gradul de organizare a reţelei de drenaj şi nici forma bazinului hidrografic.

Energia maximă are, în cazul bazinelor de ordinul III, o valoare medie de 533 m, cu o deviaţie standard de 193 m. Valoarea minimă este de 253 m, iar cea maximă de 1029 m. Fiind o variabilă care indică gradul de dezvoltare pe verticală a bazinelor

hidrografice, aceasta prezintă relaţii semnificative cu aproape toate celelalte variabile. Se detaşează relaţiile cu coeficientul de formă (Cf) şi circularitatea bazinului (C), valorile coeficientului de formă crescând o dată cu scăderea valorii energiei maxime în timp ce, raporturile cu circularitatea sunt directe (Figura nr. V. 23).

Raportul cu suprafaţa bazinului indică un coeficient de corelaţie nesemnificativ (0,315), care se datoreşte formei alungite a bazinelor hidrografice, raport care devine evident pentru bazinele de ordinul IV, cu un coeficient de corelaţie de (-0,037). Un salt major se realizează la bazinele de ordinul V, unde corelaţia dintre cele două variabile este evidentă, influenţând valoarea indicelui de corelaţie pentru cele trei ordine de mărime (0,444), (Tabel nr. V. 5).

În ceea ce priveşte diferenţierea valorilor parametrilor statistici, aferenţi bazinelor grupate după apartenenţa la cele două mari bazine hidrografice, se evidenţiază faptul că valoarea medie a energiei maxime (538 m) este mai mare pentru populaţia de bazine aferente Moldovei, faţă de (526 m) pentru bazinele aferente Bistriţei. Relaţii nesemnificative se înregistrează în raport cu densitatea reţelei de ordinul I, densitatea reţelei totale şi altitudinea minimă.

Perimetrul bazinului (P) este variabila morfometrică cu însemnate influenţe asupra celorlaltor variabile de la nivelul bazinului de ordinul III. Este în relaţie directă cu suprafaţa, dar, spre deosebire de aceasta, în raporturile cu alte variabile, are coeficienţi de corelaţie mai mari.

Valoarea medie a perimetrului bazinelor este de 6,86 km, cu o deviaţie standard de 2,13, ceea ce presupune că cca. 70% din valori aparţin ecartului 4,5 – 9 km. Valoarea minimă este de 3,53 km, iar cea maximă este de 12,15 km, rezultând o amplitudine de 8,62 km (Tabel nr. V. 1).

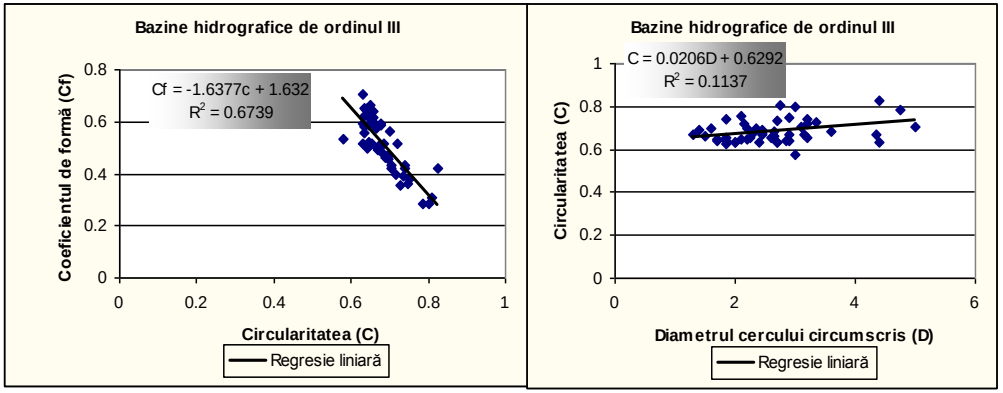


Figura nr. V. 24 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

Coeficienţi de corelaţie semnificativi cu valori de peste 0,700 sunt înregistraţi în relaţia cu: numărul de râuri de ordinul I, numărul de râuri de ordinul II, diametrul cercului înscris, diametrul cercului circumscris, lungimea reţelei de ordinul I, lungimea reţelei de ordinul II şi lungimea totală a reţelei (Figura nr. V. 23). Cele mai

slabe legături se realizează cu: altitudinea maximă, minimă şi medie, coeficientul de formă şi circularitatea bazinului.

Parametrii statistici ai perimetrului, analizaţi separat pentru populaţiile de bazine aferente celor două mari bazine hidrografice Moldova şi Bistriţa indică, la fel ca şi în cazul suprafeţei, o valoare puţin mai mare pentru bazinele aferente Bistriţei (6,92), faţă de 6,81, pentru cele ale Moldovei.

Coeficientul de formă (Cf) şi circularitatea (C) bazinelor hidrografice sunt două variabile care, exceptând relaţia dintre ele marcată de un coeficient de corelaţie inversă de (–0,815), prezintă relaţii semnificative doar cu energia maximă şi diametrul cercului circumscris (Figura nr. V. 24). La rândul lor, variabilele care stau la baza calculului coeficientului de formă, diametrul cercului înscris şi diametrul cercului circumscris, nu prezintă relaţii semnificative cu variabilele legate de altitudine. Concluzia care se poate deduce de aici este că, forma bazinelor de ordinul III este condiţionată în foarte mică măsură de altitudine. Prametrii statistici ai coeficientului de formă şi ai circularităţii nu prezintă valori foarte diferite între bazinele hidrografice aferente Bistriţei şi Moldovei (Tabel nr. V. 1)

Densitatea totală a reţelei de drenaj (fragmentarea orizontală a reliefului) exprimă gradul de dezvoltare a reliefului fluvial dintr-un bazin hidrografic având o serie de relaţii semnificative cu celelalte variabile (Figura nr. V. 25). Valoarea medie pentru bazinele de ordinul III este de 3,39 km/km^2, foarte apropiată de densitatea

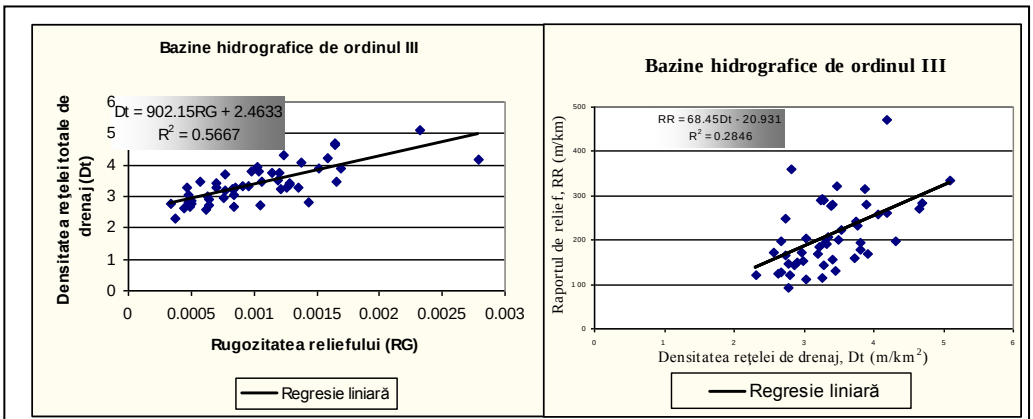


Figura nr. V. 25 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul III

medie a masivului. Cea mai mică densitate totală este de 2,32 km/km^2, iar cea mai mare de 5,09 km/km^2. Deviaţia standard de 0,59 indică faptul că cca. 70% din bazine au valori cuprinse între 2,8 şi 3,9 km/km^2. Valoarea maximă a densităţii totale a reţelei de drenaj, înregistrată în bazinul Baba, este rezultatul rezistenţei mai slabe la acţiunea agenţilor de modelare externi a complexului litologic Tg 3, din pânza de Putna Bucovinică,.

Coeficienţii de corelaţie sunt semnificativi pentru raporturile cu suprafaţa bazinului, perimetrul, diametrele cercurilor înscris şi circumscris, rugozitatea reliefului

Tabel nr. V. 6 Parametrii statistici ai variabilelor morfometrice ale bazinelor de ordinul IV

IV	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	I (km/km²	Dt (km/km2)	RG	RR
Media	45.71	9.07	9.31	1532.29	876.64	1204.46	655.64	13.26	1.00	2.33	5.09	0.47	0.71	19.39	5.44	29.64	2.20	3.31	0.00	137.28
Mediana	41.50	8.50	7.91	1560.00	845.00	1227.00	616.00	12.21	0.91	2.18	4.85	0.45	0.70	16.91	4.67	25.51	2.22	3.30	0.00	132.20
Modulul	42.00	7.00	_	1321.00	1065.00	1064.50	_	_	0.54	2.05	4.90	_	0.72	_	_	_	2.70	3.70	_	_
Dev. stand.	19.10	3.73	5.26	234.46	91.30	145.49	204.80	3.89	0.38	0.65	1.38	0.11	0.05	8.59	3.40	14.17	0.34	0.38	0.00	51.27
Asimetria	1.69	1.30	1.98	0.12	1.10	0.21	0.61	1.30	0.03	0.77	0.66	0.21	0.70	1.85	1.57	1.87	-0.11	-0.07	0.05	0.12
Ind. kurtosis	2.63	1.30	4.42	-1.70	0.48	-1.52	-0.62	1.35	-1.75	1.55	0.26	-0.60	-0.49	2.67	2.52	3.05	-0.52	-1.00	-1.76	-1.70
Minima	25.00	5.00	4.19	1226.00	768.00	1033.00	386.00	8.35	0.43	1.15	2.80	0.27	0.64	11.35	2.05	15.98	1.59	2.73	0.00	64.12
Maxima	96.00	18.00	24.73	1856.00	1065.00	1460.50	1062.00	22.55	1.49	3.95	8.00	0.66	0.82	40.95	14.68	67.58	2.72	3.92	0.00	214.28
Amplitudinea	71.00	13.00	20.54	630.00	297.00	427.50	676.00	14.20	1.06	2.80	5.20	0.39	0.18	29.60	12.63	51.60	1.13	1.19	0.00	150.16

şi raportul de relief. Valori nesemnificative se înregistrează în relaţia cu variabilele de altitudine, şi cu cele de ierarhizare şi mărime a reţelei de drenaj.

Raportată la cele două mari bazine hidrografice, media densităţii totale este mai mare pentru bazinele aferente Moldovei, acest fapt datorându-se prezenţei în acest sector a unor asociaţii petrografice cu rezistenţă redusă la acţiunea eroziunii fluviale.

4. 2. 4. 2. Bazinele de drenaj de ordinul IV

Din analiza parametrilor statistici ai celor 14 bazine de ordinul IV (Figura nr. V. 26), a rezultat că: acestea au o suprafaţă medie de 9,31 km^2, o magnitudine medie de cca. 45, numărul mediu al segmentelor de ordinul II este de 9,07, energia maximă are o valoare medie de 655 m iar media perimetrului este de 13,26 km (Tabelul nr. V. 6).

Media coeficientului de formă este de 0,47, cea a diametrului cercului înscris este de 2,33 km iar a diametrului cercului circumscris de 5,09 km. Valoarea medie a lungimii totale a reţelei de drenaj este de 29,64 km, iar cea a densităţii totale a reţelei este de 3,31 km/km^2.

Comparativ cu media coeficientului de formă a bazinelor hidrografice de ordinul III, valoarea aferentă bazinelor de ordinul IV este mai mică, fapt ce se datorează formei alungite mai pronunţate.

Relaţiile dintre variabilele bazinelor de ordinul IV cu coeficienţii de corelaţie având nivel de semnificaţie de 0,001 au fost trecute cu caractere aldine iar cele cu nivel de semnificaţie de 0,01 cu caractere cursive (Tabel nr. V. 7).

Conform lui Kirkby et. al.,(1987), pentru o populaţie de 14 bazine hidrografice, valorile coeficienţilor de corelaţie trebuie să fie mai mari de ±0,767, pentru nivelul de semnificaţie de 0,001 şi mai mari de ±0,652, pentru nivelul de semnificaţie de 0,01 (Figura nr. V. 27).

Matricea coeficienţilor de corelaţie ai celor 21 de variabile analizate prezintă

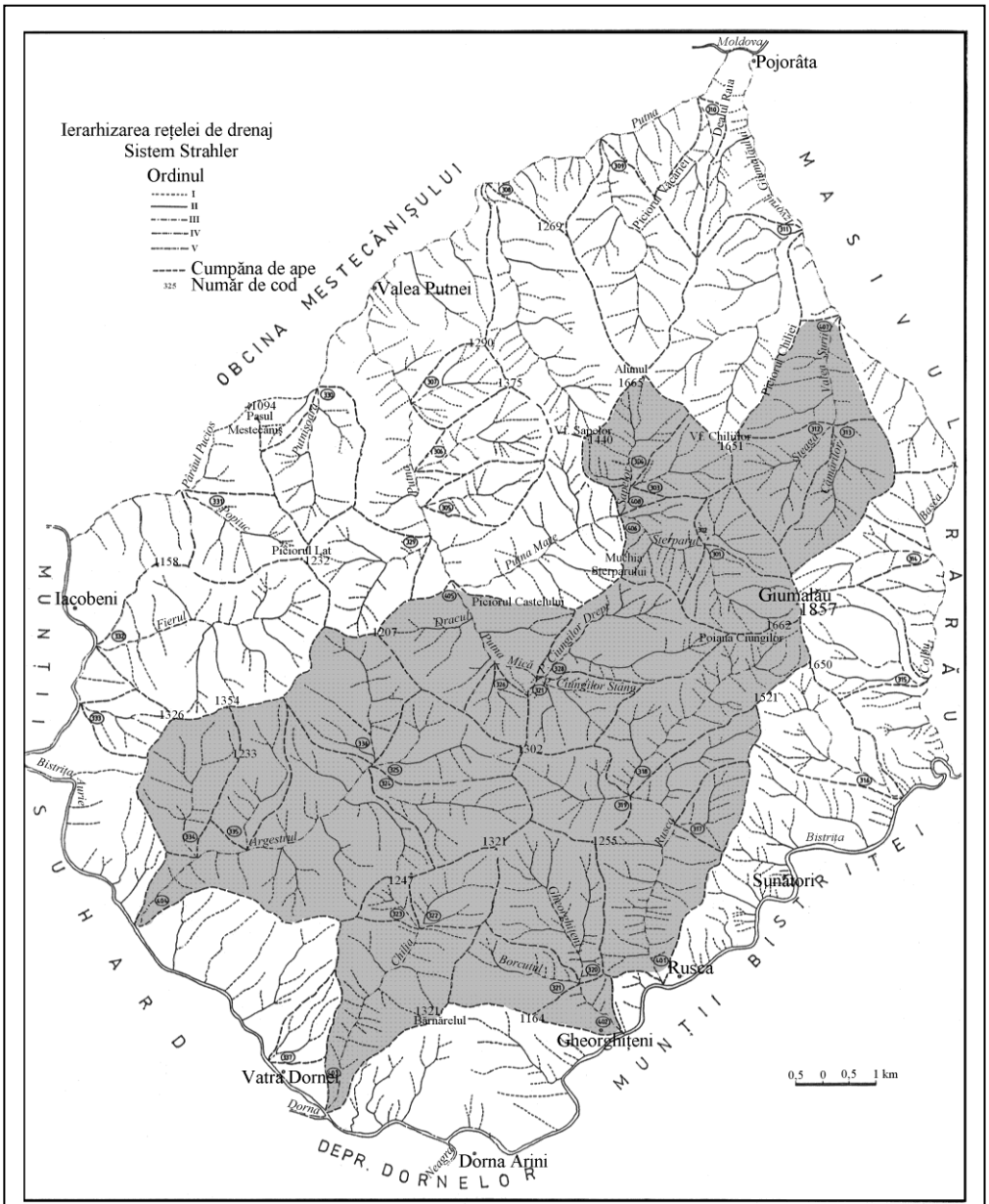


Figura nr. V. 26 Repartiţia bazinelor de drenaj de ordinul IV din Masivul Giumalău

Tabel nr. V. 7 Matricea coeficienţilor de corelaţie ai variabilelor bazinelor de ordinul IV

IV	M1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	Dl (km/km2)	Dt (km/km2)	RG	RR	Rb
M1	1																				
N2	0.938	1																			
Sb (km²)	0.852	0.927	1																		
Hmax (m)	0.014	-0.098	-0.207	1																	
Hmin (m)	-0.543	-0.479	-0.447	0.499	1																
Hmed (m)	-0.159	-0.229	-0.307	**0.962**	0.716	1															
Emax (m)	0.268	0.101	-0.037	**0.922**	0.126	**0.783**	1														
P (km)	**0.916**	**0.930**	**0.956**	-0.154	-0.551	-0.297	0.069	1													
Er (m)	-0.432	-0.526	-0.603	**0.842**	0.575	**0.859**	0.707	-0.609	1												
d (km)	0.732	**0.773**	**0.887**	-0.120	-0.329	-0.200	0.009	**0.832**	-0.487	1											
D (km)	**0.858**	**0.865**	**0.888**	-0.095	-0.529	-0.243	0.127	**0.964**	-0.562	**0.752**	1										
Cf (km)	-0.188	-0.189	-0.064	0.034	0.359	0.140	-0.121	-0.225	0.162	0.295	-0.391	1									
C	0.501	0.395	0.316	0.079	-0.464	-0.082	0.297	0.554	-0.241	0.201	0.626	-0.557	1								
L1 (km)	**0.938**	**0.932**	**0.949**	-0.055	-0.468	-0.191	0.146	**0.949**	-0.482	**0.836**	**0.868**	-0.083	0.393	1							
L2 (km)	**0.864**	**0.940**	**0.946**	-0.161	-0.411	-0.259	-0.002	**0.899**	-0.542	**0.772**	**0.834**	-0.141	0.250	**0.885**	1						
Lt (km)	**0.927**	**0.951**	**0.976**	-0.099	-0.470	-0.227	0.096	**0.964**	-0.522	**0.844**	**0.888**	-0.106	0.379	**0.990**	**0.937**	1					
Dl (km/km2	-0.414	-0.576	-0.657	0.485	0.488	0.544	0.338	-0.649	0.724	-0.596	-0.677	0.219	-0.234	-0.444	-0.667	-0.530	1				
Dt (km/km2	-0.366	-0.506	-0.626	0.496	0.426	0.534	0.379	-0.613	0.733	-0.668	-0.647	0.091	-0.217	-0.426	-0.531	-0.481	**0.938**	1			
RG	-0.442	-0.545	-0.622	**0.794**	0.600	**0.828**	0.641	-0.640	**0.982**	-0.536	-0.617	0.186	-0.284	-0.482	-0.553	-0.526	**0.817**	**0.838**	1		
RR	-0.406	-0.513	-0.585	**0.801**	0.582	**0.828**	0.657	-0.608	**0.973**	-0.454	-0.614	0.307	-0.289	-0.456	-0.519	-0.497	**0.765**	**0.782**	**0.977**	1	
Rb	**0.991**	**0.945**	**0.859**	-0.060	-0.586	-0.232	0.193	**0.916**	-0.492	0.743	**0.870**	-0.207	0.464	**0.921**	**0.870**	**0.919**	-0.490	-0.430	-0.510	-0.460	1

în general aceeaşi tendinţă de grupare a interacţiunilor dintre acestea, deosebit de important fiind faptul că valorile mai mari ale coeficienţilor de corelaţie sunt o consecinţă a numărului mai redus de bazine analizate.

Există totuşi şi situaţii în care o serie de relaţii relevante pentru bazinele de ordinul III îşi pierd semnificaţia la nivelul celor de ordinul IV: numărul de segmente de ordinul I cu energia relativă; numărul de segmente de ordinul II cu energia maximă; suprafaţa bazinului cu energia relativă, densitatea totală, rugozitatea reliefului şi raportul de relief; altitudinea maximă cu altitudinea minimă; energia maximă cu perimetrul, diametrul cercului circumscris, circularitatea, lungimea reţelei de ordinul I, lungimea reţelei totale şi rugozitatea reliefului; perimetrul cu energia relativă, densitatea reţelei de ordinul I, densitatea totală, rugozitatea reliefului şi raportul de relief; energia relativă cu diametrul cercului înscris, lungimea reţelei de ordinul I, lungimea reţelei de ordinul II şi lungimea totală a reţelei; diametrul cercului înscris cu densitatea reţelei de ordinul I, rugozitatea reliefului şi raportul de relief; diametrul cercului circumscris cu coeficientul de formă, densitatea totală, rugozitatea reliefului şi raportul de relief; coeficientul de formă cu circularitatea; lungimea reţelei de ordinul II cu rugozitatea reliefului; raportul de relief cu

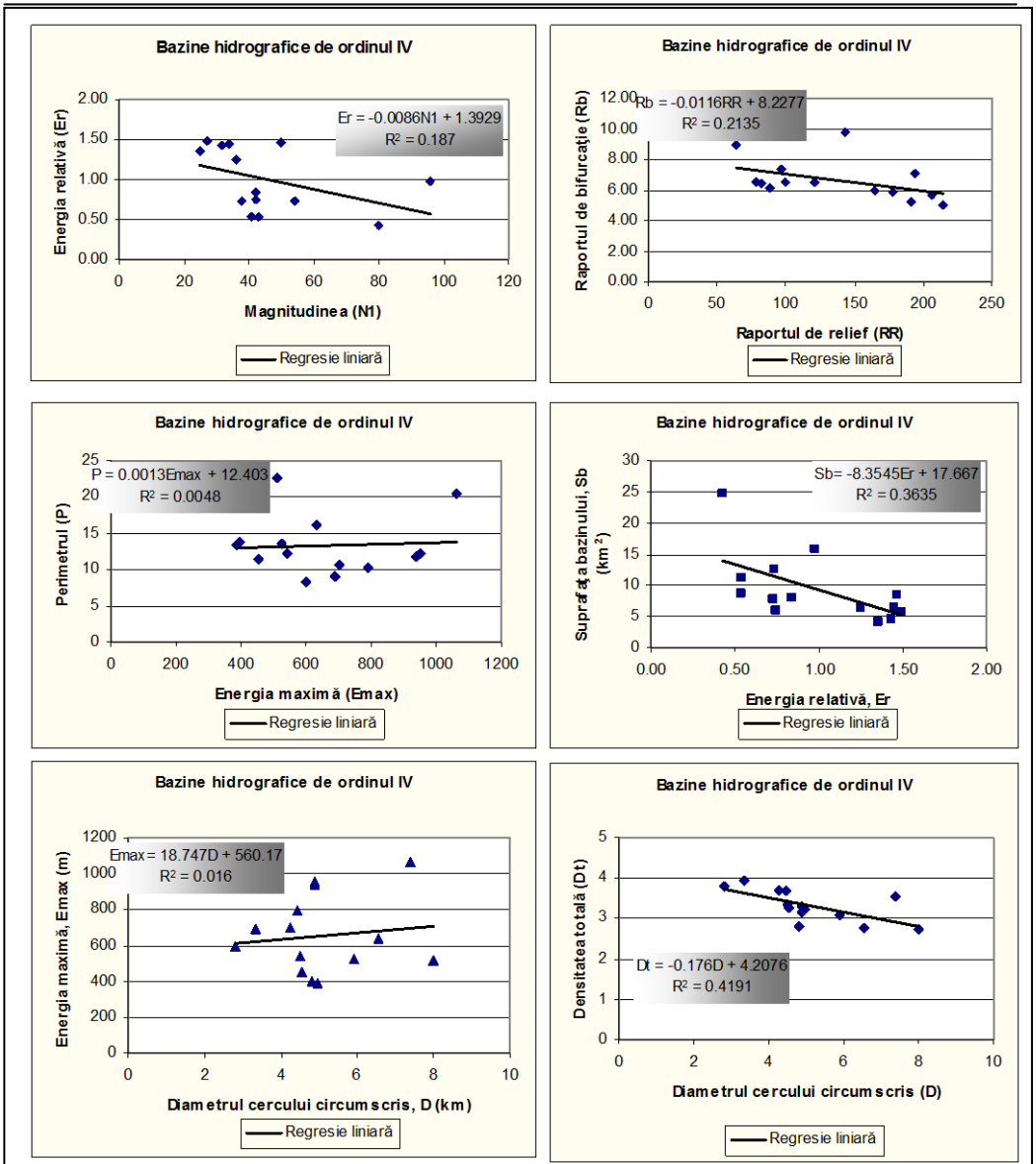


Figura nr. V. 27 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale bazinelor de ordinul IV

raportul de birfurcaţie.

Există un singur caz, în care, la nivelul relaţiilor dintre altitudinea medie şi rugozitatea reliefului bazinelor de ordinul IV, se înregistrează un coeficient de corelaţie semnificativ ce nu are semnificaţie pentru aceleaşi relaţii ale variabilelor bazinelor de ordinul III (Figura nr. V. 28)

Tabel nr. V. 8 Parametrii statistici ai variabilelor morfometrice ale bazinelor de ordinul IV aferente Bistriţei şi Moldovei

IV Bistrita	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	Dl (km/km2)	Dt (km/km2)	RG	RR	Rb
Media	50.86	9.57	11.12	1499.14	832.43	1165.79	666.71	14.80	0.92	2.61	5.55	0.48	0.73	22.85	5.86	34.72	2.18	3.25	0.00	128.20	3.62
Mediana	41.00	7.00	7.97	1321.00	808.00	1064.50	544.00	13.53	0.84	2.25	4.90	0.49	0.72	17.58	4.50	26.68	2.21	3.31	0.00	120.89	3.45
Modulul	–	6.00	–	1321.00	919.00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Dev. stand.	24.36	4.87	6.52	243.22	58.59	135.52	227.40	4.51	0.38	0.66	1.53	0.09	0.06	10.80	4.29	17.87	0.31	0.39	0.00	50.84	0.55
Asimetria	1.19	1.06	1.42	0.61	0.74	0.61	0.84	0.85	0.46	1.27	0.44	0.30	0.26	0.99	1.44	1.14	0.04	0.29	0.48	0.44	0.96
Ind. kurtosis	-0.17	-0.77	1.71	-1.85	-1.30	-1.82	-0.75	-0.58	-1.27	1.16	-0.89	-1.61	-1.68	-0.92	1.34	-0.28	0.70	-0.44	-1.16	-1.47	-0.57
Minima	27.00	5.00	4.66	1235.00	768.00	1036.50	397.00	9.13	0.43	2.00	3.35	0.36	0.66	12.70	2.05	18.28	1.66	2.73	0.00	64.13	3.00
Maxima	96.00	19.00	24.73	1656.00	919.00	1387.50	1062.00	22.55	1.49	3.95	8.00	0.61	0.82	40.95	14.68	67.58	2.73	3.92	0.00	206.27	4.58
Amplitudinea	69.00	13.00	20.07	621.00	151.00	351.00	665.00	13.42	1.06	1.95	4.65	0.25	0.17	28.25	12.63	49.30	1.07	1.19	0.00	142.14	1.58
IV Moldova	N1	N2	Sb (km²)	Hmax (m)	Hmin (m)	Hmed (m)	Emax (m)	P (km)	Er (m)	d (km)	D (km)	Cf (km)	C	L1 (km)	L2 (km)	Lt (km)	Dl (km/km2)	Dt (km/km2)	RG	RR	Rb
Media	40.57	8.57	7.51	1565.43	920.86	1243.14	644.57	11.73	1.09	2.06	4.64	0.45	0.69	15.93	5.03	24.56	2.24	3.38	0.00	146.38	3.42
Mediana	42.00	9.00	6.35	1570.00	850.00	1254.00	632.00	11.38	1.26	2.05	4.55	0.44	0.67	16.73	5.50	23.50	2.30	3.28	0.00	164.71	3.48
Modulul	–	10.00	–	–	1065.00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Dev. stand.	9.13	1.92	2.50	220.44	96.58	144.84	178.69	2.28	0.36	0.52	1.03	0.12	0.04	2.67	2.11	5.55	0.37	0.35	0.00	50.07	0.27
Asimetria	-0.21	-0.77	1.01	-0.37	0.86	-0.15	0.24	0.65	-0.37	-0.26	0.14	0.35	0.41	-0.30	0.68	0.28	-0.29	-0.47	-0.33	-0.13	-0.55
Ind. kurtosis	-0.39	-0.01	1.35	-1.16	-1.44	-1.14	-0.36	0.85	-2.20	-0.33	2.23	0.27	-2.24	-0.30	0.03	0.26	-0.52	-0.59	-2.43	-2.11	0.10
Minima	25.00	5.00	4.19	1226.00	838.00	1033.00	386.00	8.35	0.55	1.15	2.80	0.27	0.65	11.35	2.48	15.98	1.60	2.75	0.00	77.98	2.92
Maxima	54.00	11.00	12.52	1656.00	1065.00	1460.50	950.00	16.05	1.48	2.75	6.55	0.66	0.74	20.00	8.98	34.43	2.71	3.81	0.00	214.29	3.78
Amplitudinea	29.00	6.00	8.33	630.00	227.00	427.50	564.00	7.70	0.93	1.60	3.75	0.39	0.09	8.65	6.50	18.45	1.11	1.06	0.00	136.31	0.86

Analizând comparativ coeficienţii de corelaţie specifici variabilelor bazinelor de ordinul III şi de ordinul IV, se constată o reducere importantă a ponderii coeficienţilor de corelaţie semnificativi de la 43% pentru bazinele de ordinul III la 30% pentru bazinele de ordinul IV. Această situaţie demonstrează faptul că o dată cu creşterea ordinului creşte şi importanţa factorilor perturbatori.

Analiza parametrilor statistici ai variabilelor bazinelor hidrografice de ordinul IV, grupate după apartenenţa la cele două mari bazine, Moldova şi Bistriţa a fost favorizată de faptul că sunt 7 bazine de ordinul IV care aparţin bazinului Moldovei şi şapte bazine ce aparţin Bistriţei. Valoarea medie a suprafeţei bazinelor este de 11,11 km^2 pentru cele ale Bistriţei şi 7,50 km^2 pentru bazinele Moldovei. De asemenea, valori medii mai mari pentru bazinele aferente Bistriţei se înregistrează şi în cazul: magnitudinii (50) faţă de (40); numărul segmentelor de ordinul II (9,5) faţă de (8,5); perimetrul (14,80 km) faţă de (11,72 km); lungimea totală a reţelei (34 km) faţă de (24 km) etc (Tabel nr. VI. 8).

De partea cealaltă a cumpenei

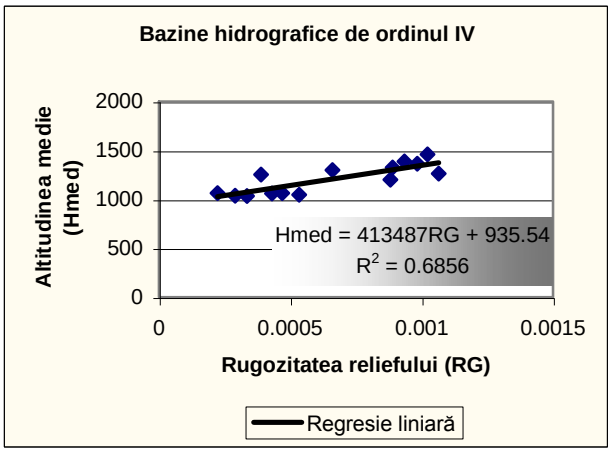


Figura nr. V. 28 Relaţia dintre altitudinea medie şi rugozitatea reliefului bazinelor de ordinul IV

de ape, medii mai mari ale valorilor variabilelor bazinelor aferente Moldovei se înregistrează în cazul altitudinii maxime, minime şi medii, densitatea totală a reţelei de drenaj şi al raportului de relief.

În concluzie, se poate admite faptul că la nivelul bazinelor hidrografice de ordinul IV se constată o organizare mai avansată a reţelei de drenaj aferentă bazinului Moldovei.

4. 2. 4. 3. Bazinele de drenaj de ordinul V

În unitatea montană studiată au fost identificate 3 bazine hidrografice de ordinul V care nu aparţin integral Masivului Giumalău, extinzându-se parţial şi în zonele învecinate. Două bazine, respectiv cel al Putnei şi cel al Izvorului Giumalău, drenează partea centrală şi de nord-est a acestuia, fiind aferente bazinului Moldovei, în timp ce bazinul Colbului drenează partea sud-estică a masivului fiind aferent bazinului Bistriţei (Figurile nr. V. 29, 30 şi 31)

Caracteristicile variabilelor morfometrice ale celor trei bazine hidrografice de ordinul V confirmă o anumită diferenţiere a gradului de dezvoltare, condiţionată de raporturile existente între cele două mari bazine hidrografice, Moldova şi Bistriţa. Factorii de control care au influenţat evoluţia acestora sunt nivelul de bază local, dat de văile celor doi mari colectori şi mişcările compartimentelor tectonice.

În condiţiile unui substrat geologic, constituit în cea mai mare parte din roci metamorfice şi al unor circumstanţe climatice care nu prezentau diferenţieri spaţiale importante, evoluţia reţelei de drenaj a ţinut seama, în primul rând, de nivelul de bază local dat de cei doi colectori. Trebuie să reamintim faptul că talvegul văii Moldovei se află situat, în acest sector cu 50 m mai jos decât cel al Bistriţei, în sectorul de confluenţă cu pârâul Colbu. În aceste condiţii, Putna, afluent de dreapta al Moldovei, a avut iniţial un caracter transversal, asemănător altor afluenţi ai Moldovei din amonte, dar treptat, o dată cu pătrunderea regresivă spre sud-vest, a interceptat fractura tectonică direcţională, numită „Rusca-Putna” care a deviat cursul spre o direcţie longitudinală. Acest fapt este evident datorită unghiului de aproximativ 90° făcut de valea râului la trecerea de la sectorul transversal la cel longitudinal unde, fiind favorizat de structură, şi-a extins treptat bazinul hidrografic, ocupând partea centrală a

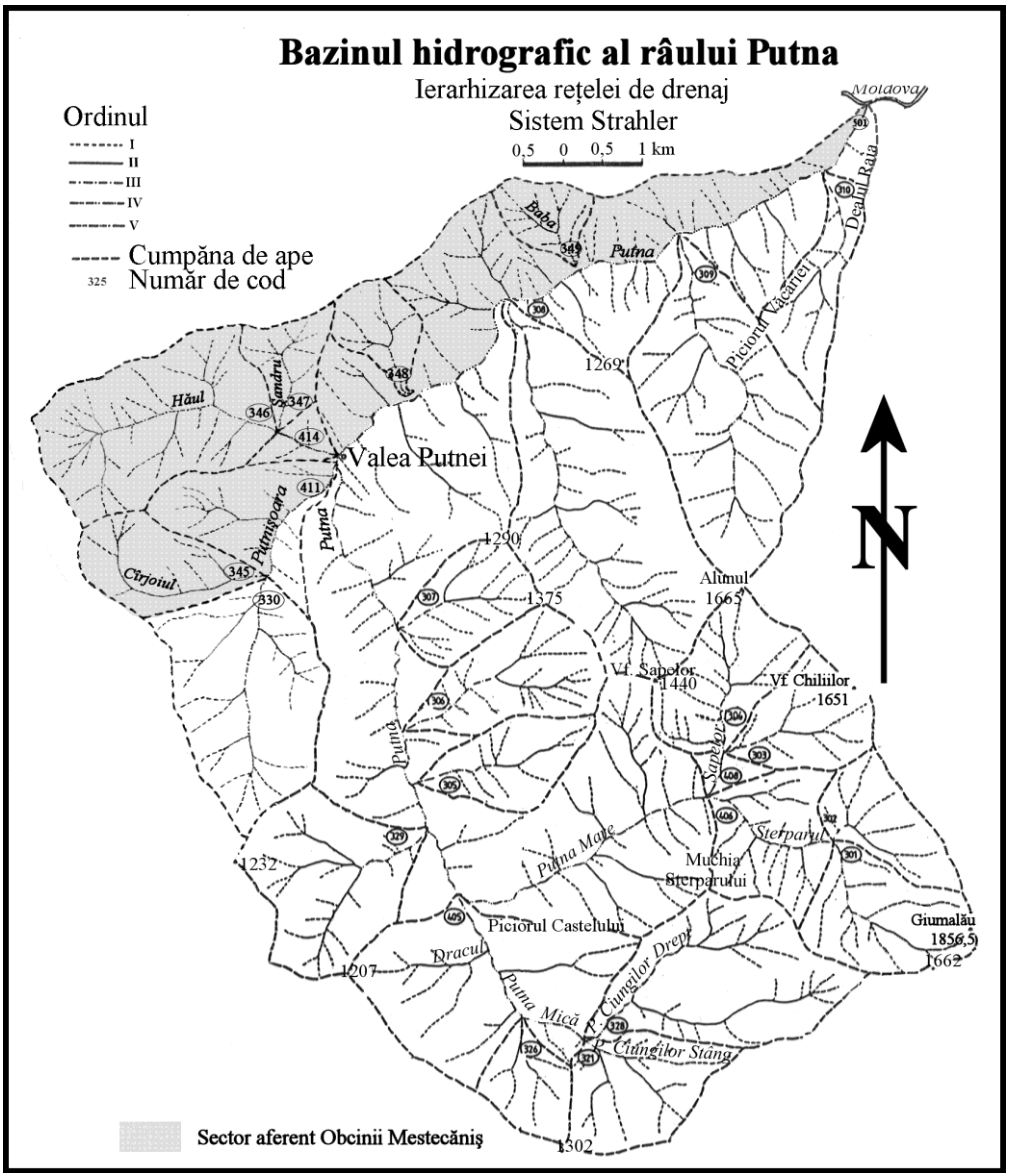


Figura nr. V. 29 Bazinul hidrografic de ordinul V al Putnei

masivului. Evoluţia a dus la formarea celui mai mare bazin hidrografic de ordinul V din aria studiată, având suprafaţa de cca. 120 km^2. Comparativ cu cele două bazine de ordinul V, Colbu cu suprafaţa de cca. 20 km^2, şi Izvorul Giumalăului de cca. 30 km^2,

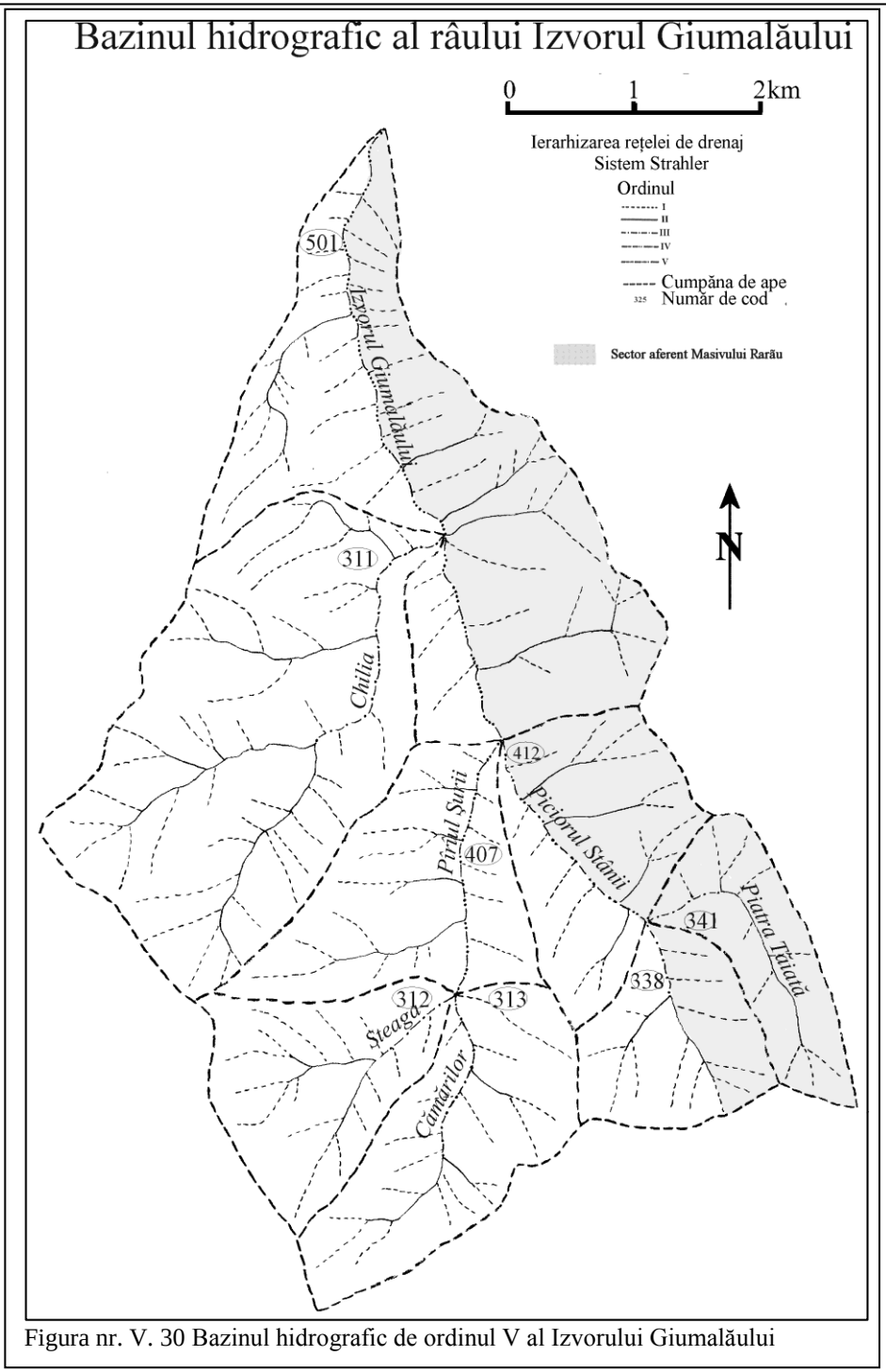


Figura nr. V. 30 Bazinul hidrografic de ordinul V al Izvorului Giumalăului

bazinul Putnei are o suprafaţă de cca. 6 respectiv 4 ori mai mare, şi un coeficient de

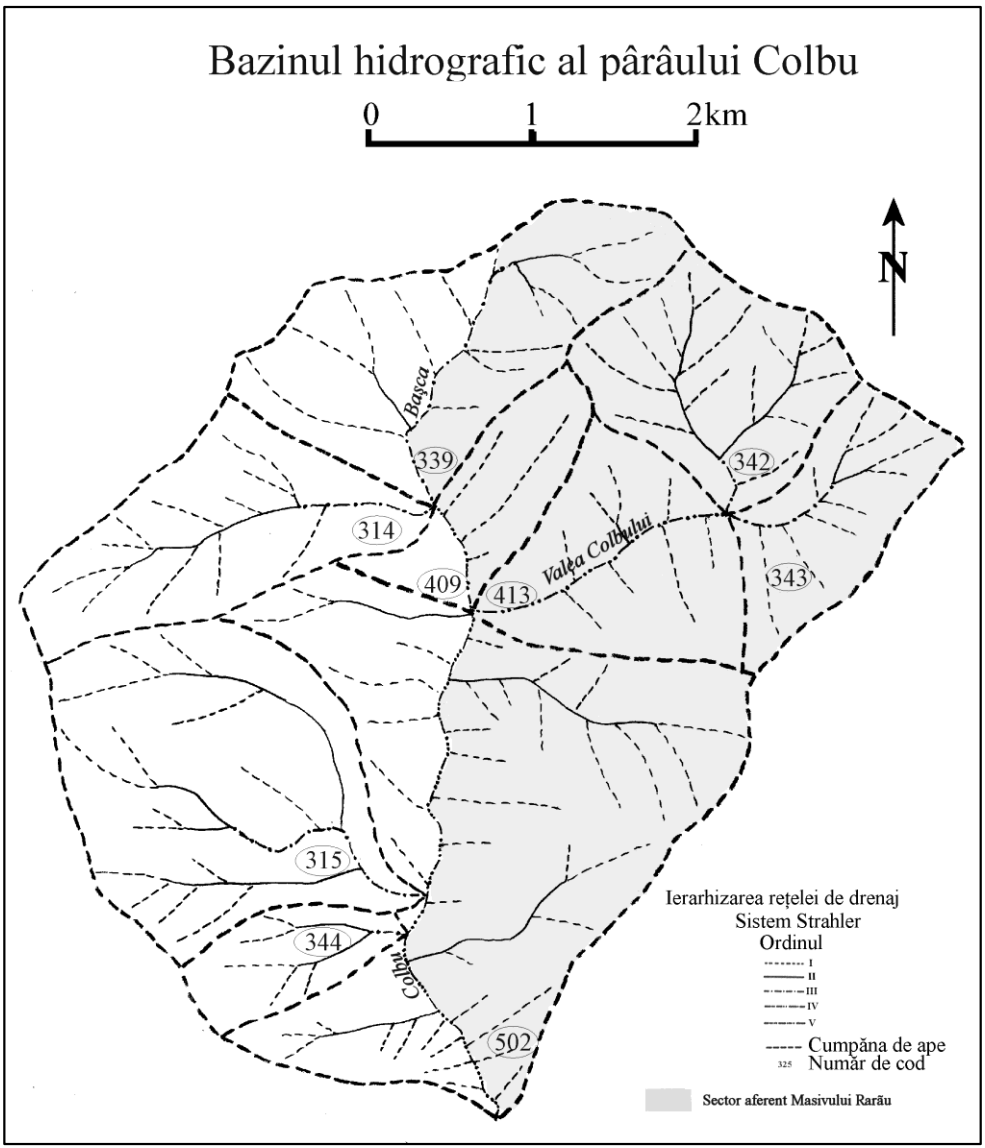


Figura nr. V. 31 Bazinul hidrografic de ordinul V al pârâului Colbu

formă (Cf=0,53) ceea ce semnifică o formă alungită (Tabel nr. V. 9)

Tabel nr. V. 9 Variabilele morfometrice ale bazinelor hidrografice de ordinul V

Variabila	Putna (501)	Colbu (502)	Izvorul Giumalăului (503)
N1	601	117	176
N2	89	20	31
Sb (km^2)	119,03	19,99	30,03
Hmax (m)	1856	1856	1800
Hmin (m)	698	748	695
Hmed=(Hmax+Hmin) /2 (m)	1277	1302	1247,5
Emax (m)	1158	1108	1105
P (km)	46,95	17,82	26,3
Er=(100*Emax)/(P*5280) (m)	0,467	1,177	0,795
d (km)	7,2	4,05	4,3
D (km)	13,5	6,7	9,7
Cf=d/D (km)	0,53	0,60	0,44
C=P/(2*p*Sb)	0,68	0,63	0,73
L1 (km)	194,18	46,23	51,45
L2 (km)	50,11	9,03	16,55
Lt (km)	296,09	72,07	80,5
D1=L1/Sb (km/km^2)	1,63	2,31	1,71
Dt=Lt/Sb (km/km^2)	2,48	3,60	2,68
RR =Emax/D	85,77	165,37	113,91
Rb	4,95	3,29	3,64

Referitor de evoluţia reţelei de drenaj aferentă celor trei bazine hidrografice de ordinul V, se poate afirma că un rol mult mai important decât litologia l-au avut condiţiile tectono-structurale. Astfel, se explică gradul avansat de organizare a reţelei de drenaj din bazinul pârâului Colbu, dezvoltat într-o zonă considerată a fi un nod tectonic.

În concluzie, evoluţia bazinelor hidrografice de un anumit ordin este o rezultantă a integrării acestora într-un sistem al reţelei de drenaj cu legături de interdependenţă atât la nivel superior rangului la care se află, cât şi la nivel inferior.

Relaţiile dintre variabilele analizate în cadrul bazinelor hidrografice exprimă gradul de determinare a acestora, cu influenţe directe în evoluţia reliefului fluvial al masivului.

Perimetrul corelat cu suprafaţa bazinului şi energia maximă controlează majoritatea variabilelor morfometrice, analizate la nivelul bazinelor de ordinul III. Pe măsură ce creşte ordinul bazinelor analizate, gradul de control al acestor variabile scade o dată cu reducerea numărului de variabile cu coeficienţi de corelaţie semnificativi, de la 43% pentru ordinul III, la 30% pentru ordinul IV.

În condiţiile apartenenţei acestui teritoriu la două mari bazine hidrografice Moldova şi Bistriţa, se constată o anumită diferenţiere în ceea ce priveşte gradul de dezvoltare al reţelei de drenaj. Analiza parametrilor statistici indică un grad mai avansat de organizare la nivelul reţelei aferente bazinului Moldovei. Diferenţierile existente între variabilele celor două mari bazine hidrografice cresc proporţional cu ordinul bazinelor.

În aceste condiţii, am fi tentaţi să atribuim factorului timp un rol esenţial, cunoscută fiind opinia unor cercetători în legătură cu vechimea mai mare a reţelei aferente râului Moldova însă, având în discuţie o reţea de drenaj care nu depăşeşte ordinul V, credem că gradul de evoluţie al acesteia este în primul rând un rezultat al nivelului de bază local dat de cei doi colectori Moldova şi Bistriţa, precum şi un rezultat al adaptării la situaţia tectono-structurală a zonei.

4. 2. 5. Văile

Structura actuală a reţelei de văi arată o dominare a ramificaţiilor de tip rectangular, fapt ce demonstrează influenţa semnificativă a structurii geologice a unităţii. În sprijinul acestei afirmaţii se pot cita sectoarele longitudinale ale Bistriţei, Putnei şi pârâului Izvorul Giumalăului, ale căror afluenţi au văile dispuse transversal şi confluează cu acestea în unghi drept. La rândul lor, sectoarele transversale ale văilor Bistriţa, Putna, Puciosu, Fieru, Argestru, Chilia, Rusca etc. au afluenţi cu dispunere longitudinală.

Actuala reţea de văi este rezultatul evoluţiei reliefului din sarmaţianul inferior până în prezent, perioadă în care văile s-au adâncit treptat, reuşind să se menţină pe aceleaşi trasee indiferent de mişcările pe verticală a diferitelor compartimente tectonice.

Caracterul antecedent al Bistriţei în sectorul său transversal desfăşurat între confluenţa cu Neagra Şarului şi între confluenţa cu pârâul Colbu, a fost acceptat de către majoritatea geografilor care au studiat zona. Totodată, vechimea acestui râu pe traseul actual a fost considerată a fi Sarmaţianul mediu (Basarabian), (I. Donisă, 1968). În ceea ce priveşte valea Moldovei, se consideră că aceasta se menţine pe traseul actual încă din Srmaţianul inferior (Volhinian) (I. Donisă şi colab., 1973).

Legat de evoluţia celor două râuri, supunem discuţiei problema unei eventuale apartenenţe a reţelei hidrografice din amonte de Zugreni, bazinului hidrografic al

Moldovei din Volhinian. În cadrul acestei ipoteze, se pot aduce câteva argumente morfologice:

- sectorul transversal al Moldovei de la Prisaca Dornei se află pe acelaşi aliniament cu sectorul transversal al Bistriţei, de la Zugreni, fără ca acestea să fie influenţate de tectonica disjunctivă transversală;

- reţeaua hidrografică primordială avea un caracter transversal îndreptându-se spre Marea Sarmatică din est;

- diferenţa dintre altitudinea absolută a talvegului văii Moldovei, în dreptul localităţii Păltinoasa şi cea a talvegului aceluiaşi râu în dreptul localităţii C-lung Moldovenesc este de cca. 200 m. Ţinând cont de evoluţia profilelor longitudinale în timpul ”grade” care tinde spre o mărire treptată a concavităţii dinspre aval spre amonte, se poate considera că, în sarmaţianul inferior, diferenţa dintre altitudinile la care se afla talvegul Moldovei în cele două puncte era de cel puţin 300 m. În condiţiile date, adunând această diferenţă de nivel la altitudinea nivelului mării sarmatice se poate considera că în Volhinian, în dreptul localităţii C-lung Moldovenesc, talvegul văii Moldovei se afla la peste 300 m altitudine relativă, faţă de nivelul de bază constituit de marea Sarmatică;

- altitudinea la care se afla afluentul Moldovei, ce drena sectorul din amonte de Zugreni, nu era cu mult diferită faţă de cea a Moldovei deci culmile interfluviale aferente Masivului Giumalău depăşeau 300 m, altitudine relativă faţă de nivelul de bază;

- aceste corelaţii altitudinale sunt valabile, în condiţiile în care mişcările de înălţare din Podişul Moldovei au fost mult mai reduse faţă de cele înregistrate în aria carpatică;

- pe parcursul sarmaţianului inferior, dinspre sud, a pătruns regresiv un curs longitudinal care a captat succesiv toţi afluenţii transversali ce aparţin Munţilor Bistriţei şi, ajungând în sectorul de la Zugreni, a captat afluentul transversal al Moldovei definitivându-se actualul traseu al Bistriţei;

- ulterior definitivării cursului actual al Bistriţei, s-a produs înălţarea în trepte a compartimentelor tectonice din sectorul estic al masivului, cu un maxim întregistrat la nivelul compartimentului aferent culmii Giumalău-Pietrosu Bistriţei;

- ampla înălţare a acestui sector a determinat o adâncire accentuată a văii în cadrul unei asociaţii petrografice, constituită din roci cu rezistenţă mare la acţiunea agenţilor de modelare externi (paragnaise, gnaise porfiroide de Pietrosu, calcare cristaline etc.) formând defileul de la Zugreni;

- la extremitatea nord-vestică a masivului, ridicarea aceluiaşi compartiment tectonic a determinat îngustarea accentuată a văii Putnei în sectorul transversal al acesteia. Şi acest sector transversal are evidente caractere de antecedenţă, întrucât valea depăşeşte linia de maximă altitudine a culmii Giumalău-Alunu şi prelungirea acesteia în Obcina Arseneasa.

Apariţia şi dezvoltarea văilor sau a sectoarelor de vale longitudinale sunt favorizate de structura geologică generală. În categoria acestora, se include sectorul

longitudinal al văii Bistriţei între confluenţa acesteia cu pârâul Pucios şi confluenţa cu Neagra Şarului, sectorul longitudinal al văii Putnei, valea pârâului Izvorul Giumalăului etc.

După forma profilului transversal al acestora, văile pot avea profil în „V" sau asimetric la care se adaugă cel trapezoidal, specific văilor elementare. Pentru văile superioare ordinului II profilele transversale pot alterna între sectoare simetrice în formă de „V" şi sectoare asimetrice.

Văile cu profil în formă de „V" corespund arealelor omogene din punct de vedere al rezistenţei rocilor la acţiunea agenţilor de modelare externi. În această categorie, se încadrează văile longitudinale, precum şi majoritatea celor transversale.

Văile cu profil asimetric au la origine cauze structural-litologice şi, în proporţie mai redusă, cauze climatice. Astfel de văi au fost identificate la contactul dintre formaţiuni petrografice cu rezistenţă diferită la acţiunea agenţilor de modelare externi (văile pârâielor Ciungilor, Sterparul etc.) sau la contactul dintre două unităţi tectonice (sectoarele superioare ale văilor Rusca, Argestru etc.).

Profilul trapezoidal este specific, în principal, văilor elementare (ordinul I) care apar în majoritatea bazinelor hidrografice în care rolul proceselor periglaciare (solifluxiuni, creep, etc), a fost major. Fundul de vale este plat, iar versanţii sunt slab înclinaţi.

O dată cu evoluţia văilor s-au format o serie de umeri de vale care au derivat din fragmentarea glacisurilor de vale. Aceştia au apărut la confluenţele văilor de ordin III şi mai mare, la altitudini relative diferite, fapt ce face ca o eventuală racordare la un nivel de eroziune fluvială să fie dificilă. Factorii locali care au contribuit la apariţia umerilor de vale sunt în principal de natură morfologică şi secundar de natură geologică.

Umerii de vale derivaţi din glacisuri de vale reprezintă majoritatea absolută a acestora formându-se în paralel cu evoluţia reţelei de drenaj de ordinele III, II şi I care a contribuit la fragmentarea interfluviilor dintre văile de ordinul III, IV şi V. Prin pătrunderea regresivă a acestora, umerii de vale pot fi detaşaţi de restul interfluviului din spate, formându-se şei care se accentuează treptat, ducând la formarea, în anumite situaţii, a bâtcilor (Corhana Gheorghiţeni). În cele mai multe situaţii, umerii de vale sunt etajaţi pe acelaşi interfluviu, la altitudini diferite, cum ar fi cei aferenţi interfluviului Piciorul Ruscăi dispuşi la 320, 370, 440 şi 680 m altitudine relativă faţă de confluenţa Bistriţei cu Rusca.

Aceste altitudini relative nu pot fi corelate cu nivelurile de terase ale Bistriţei, însă este posibil ca detaşarea acestora în cadrul interfluviului să fi avut loc, sub influenţa eroziunii fluviale exercitate de Bistriţa şi înălţate, la astfel de altitudini, odată cu înălţarea compartimentelor tectonice din sectorul estic.

4. 2. 6. Versanţii

Versanţii reprezintă elementele morfologice ce realizează legătura între partea superioară a interfluviilor şi partea inferioară a văilor. Configuraţia actuală a acestora este rezultatul ajustării formelor de relief mai vechi sub acţiunea proceselor geomorfologice ce au acţionat din pleistocen până în prezent, materializându-se prin apariţia teraselor şi a glacisurilor de acumulare în sectorul inferior, ceea ce le conferă

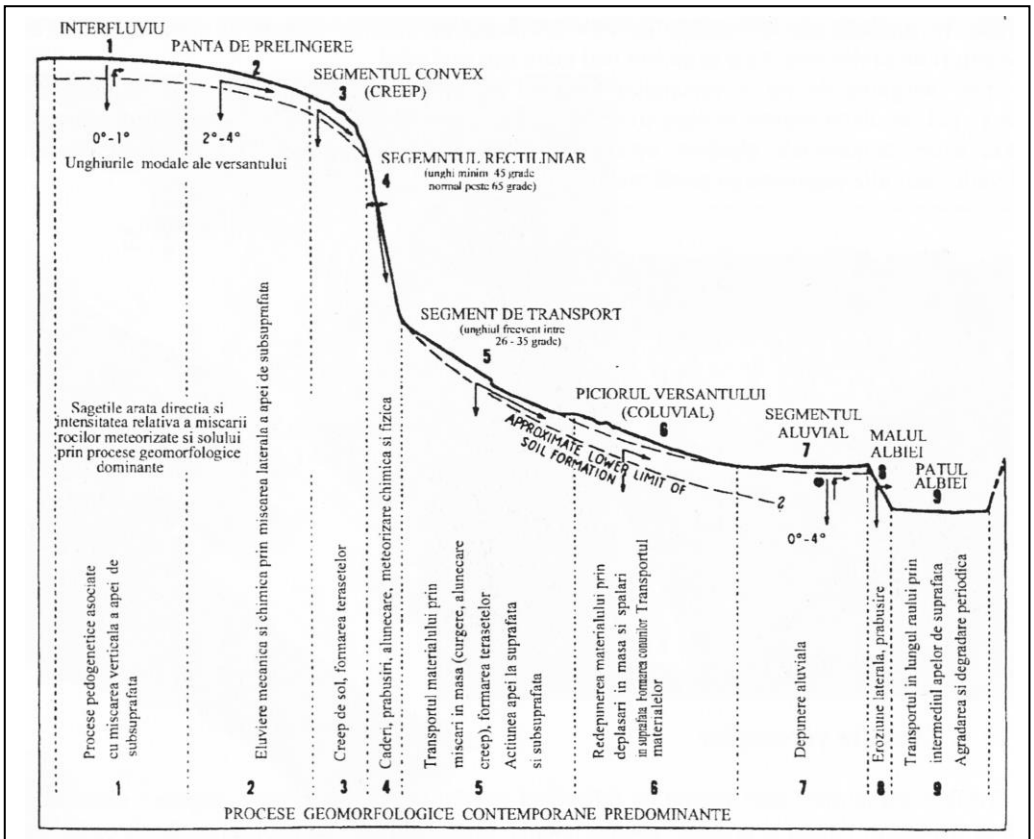


Figura nr. V. 32 Dalrymple et. al. (1968) conform (Maria Rădoane şi colab., 2002)

semnificaţii genetice diferite de cele ale sectoarelor mediane şi superioare ale versantului, care au evoluat în principal sub acţiunea proceselor de pluvio-denudare, şiroire, prăbuşire, surpare, rostogolire creep şi solifluxiune.

În decursul timpului în studiile care urmăresc evidenţierea caracteristicilor morfografice şi morfometrice ale versanţilor s-au conturat mai multe concepte privitoare la delimitarea acestora.

Dalrymple et. al. (1968), elaborând un model ipotetic al versantului, consideră că acesta conţine nouă unităţi morfologice şi funcţionale, distribuite între cumpăna de

ape şi talvegul sistemului de drenaj adiacent (Figura nr. V. 32). Astfel, au fost consideraţi versanţi suprafeţele cuprinse între cumpăna de ape şi elementele morfologice cu declivităţi mai mici de 2°, aflate la baza versantului (Young, 1972).

„Un versant reprezintă o suprafaţă cu o înclinare mai mare de 2 - 3° şi care face racordul între interfluvii sau creste şi liniile de drenaj adiacente" (Maria Rădoane şi colab. 2002). Dar, în aceeaşi lucrare, autorii menţionează faptul că „profilele de versant se desfăşoară între cumpăna de ape şi talveg" (Pag. 211).

În urma demersului făcut de noi pentru analiza profilelor de versant din zona luată în studiu, considerăm modelul iniţiat de Dalrymple et. al. (1968) ca fiind cel care corespunde cel mai bine elementului morfologic cunoscut sub denumirea de versant.

Morfologia actuală a versanţilor este o stare de echilibru dinamic în cadrul evoluţiei acestora spre un sistem de echilibru final, echivalent cu stadiul de bătrâneţe sau senilitate al reliefului.

Evoluţia versanţilor este o rezultantă a interacţiunii factorilor structural-litologici cu cei morfoclimatici într-o anumită perioadă de timp, ce se materializează prin forma în profil a acestora.

În Masivul Giumalău, au fost executate o serie de profile de versanţi, consideraţi a fi reprezentaţi de suprafeţele care fac racordul între cumpăna de ape şi talvegul sistemului de drenaj adiacent. S-au utilizat materiale cartografice la scara 1: 25000, având ca sistem de reprezentare curbele hipsometrice. Sectoarele în care au fost amplasate profilele au ţinut seama de fragmentarea versanţilor, urmărindu-se doar versanţii de vale care prezintă o continuitate morfologică. Traseele profilelor de versant au urmărit să intersecteze perpendicular toate curbele de nivel, dispuse între talvegurile râurilor şi cumpenele de ape. Nu s-au executat profile în cadrul versanţilor de obârşie sau pinten (sens Young, 1972).

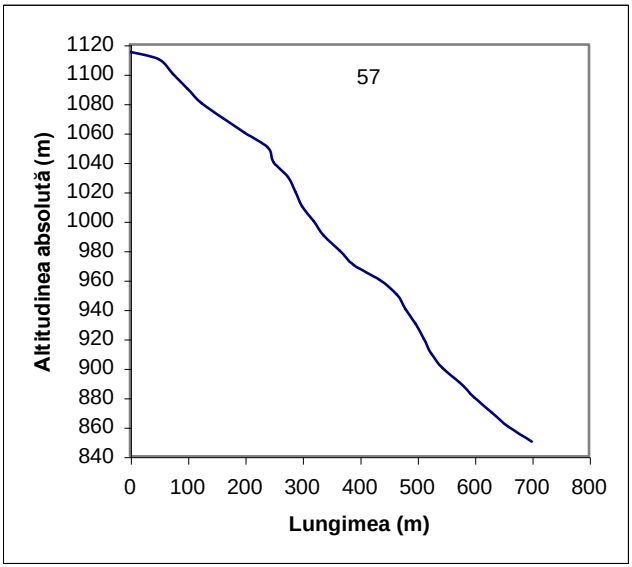


Figura nr. V. 33

Valorile numerice ale celor doi parametri ce definesc profilul de versant (altitudinea şi distanţa de la origine) au fost prelucrate cu ajutorul programului „Microsoft Excel", obţinându-se o populaţie de 223 profilele

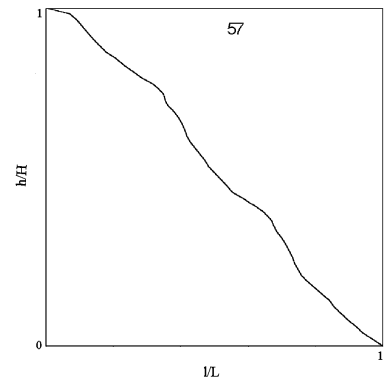


Figura nr. V. 34

reale (Figura nr. V. 33).

Din analiza statistică a variabilelor morfometrice ale versanţilor, a rezultat că lungimea medie este de 593 m, înălţimea medie este de 211 m iar panta medie este de 23º.

Dat fiind faptul că profilele reale de versant, obţinute în acest mod, se caracterizează printr-o mare variabilitate a parametrilor altitudinali şi de lungime, analiza morfometrică comparativă a acestora este serios îngreunată. În acest scop, elaborarea unor profile cu dimensiuni standardizate, dar care să păstreze fidel alura profilului real, a fost inspirată din metodele de analiză a profilelor longitudinale ale râurilor.

S-au transformat profilele de versant, executate la scara hărţii de lucru, în profile la scară subunitară, utilizând metoda integralei hipsometrice propusă de Strahler. Prin urmare, fiecare punct de pe axa altitudinii profilului redus la unitate a fost calculat ca rezultat al raportului dintre altitudinea relativă a acestuia (h) şi energia profilului (H), iar fiecare punct de pe axa lungimii profilului redus la unitate a fost calculat ca raport dintre lungimea versantului, de la cumpăna de ape până în punctul respectiv (l) şi lungimea totală (L).

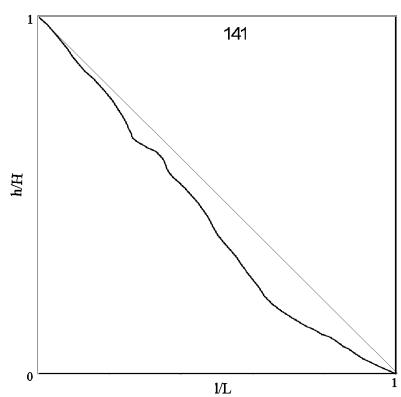


Figura nr. V. 35

Astfel, a rezultat o populaţie de profile de versant cu dimensiuni unitare care pot fi comparabile între ele, în ceea ce priveşte forma profilului (Figura nr. V. 34).

Geomorfologii au acordat o atenţie deosebită profilelor de versant, divizându-le într-o serie de segmente ce posedă anumite proprietăţi comune ale formei. Sub acest aspect, în linii generale, au fost identificate în cadrul unui versant segmente convexe, rectilinii şi concave.

Din analiza profilelor de versant executate, s-a constatat că aceste segmente deţin diferite ponderi în cadrul lungimii totale a profilului, fiind subordonate unei forme de ansamblu. Forma de ansamblu poate fi pusă în evidenţă pe profilele reduse la unitate, prin unirea terminaţiei superioare (cumpăna de ape) cu terminaţia inferioară (talvegul văii) obţinând astfel o diagonală. Aceasta se poate situa în totalitate deasupra liniei profilului, situaţie în care forma acestuia este categoric concavă (Figura nr. V.

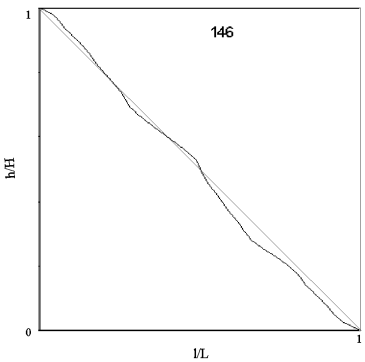


Figura nr. V. 36

35), în totalitate sub linia profilului, situaţie în care forma este indubitabil convexă (Figura nr. V. 37). Când diagonala trece alternativ de o parte şi de alta a liniei profilului, forma este rezultatul raportului dintre suprafaţa grafică, situată sub linia profilului şi suprafaţa grafică aferentă triunghiului isoscel, format între diagonală şi două dintre laturile pătratului (Figura nr. V. 36). Valoarea raportului poate fi subunitară sau supraunitară şi a fost denumită *coeficient de formă al versantului (Cfv),* (Figura nr. V. 38).

$$Cfv=S_1/S_2$$

S_1 este suprafaţa grafică situată sub linia profilului redus la unitate, iar S_2 reprezintă suprafaţa triunghiului.

Utilizând această formulă, au fost calculaţi coeficienţii de formă ai tuturor profilelor de versant, reultatele fiind prezentate în tabelul nr. V 1. Variaţia valorilor numerice ale acestor coeficienţi indică faptul că pentru separarea celor trei categorii de versanţi sunt necesare două limite valorice. În acest sens, prin comparaţii succesive, s-a ajuns la concluzia că valorile mai apropiate de „1” ale coeficientului de formă al versanţilor (Cfv) sunt cele mai reprezentative pentru tipul de versant mixt sau rectiliniu (Figura nr. V. 39). Cu cât (Cfv) se îndepărtează de 1, profilele versanţilor se apropie de tipurile: concav pentru valori <1 şi convex pentru valori >1. Din analiza statistică a profilelor din Masivul Giumalău, a rezultat faptul că tipul de versant mixt sau rectiliniu deţine valori ale coeficientului de formă situate între 0,960 şi 1,060. Pentru versanţii de tip mixt sau rectiliniu, cele două valori constituie limitele maxime, astfel încât versanţii cu valori ale Cfv apropiate de 0,960 se află foarte aproape de

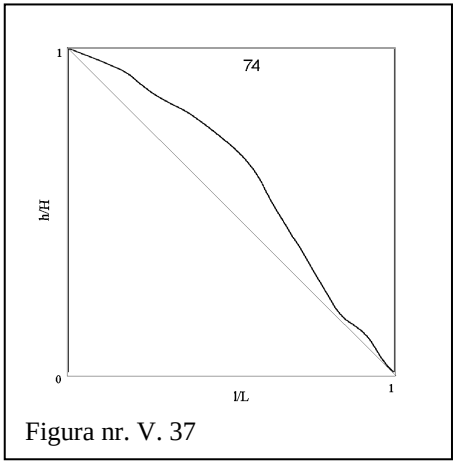


Figura nr. V. 37

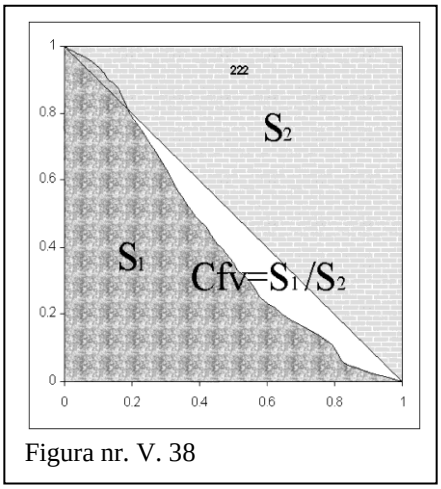


Figura nr. V. 38

tipul concav (Figurile nr. V. 47 şi 48), în timp ce versanţii cu valori ale Cfv apropiate de 1,060 se situează foarte aproape de tipul convex (Figurile nr. V. 49 şi 50).

În perimetrul luat în studiu, versanţii de tip concav prezintă valori ale coeficientului de formă (Cfv) cuprinse între 0,959 şi 0,781. Versanţii de tip concav, cu valori apropiate de 0,959, prezintă profile foarte apropiate de tipul mixt şi rectiliniu (Figurile nr. V. 51 şi 52), în timp ce versanţii concavi cu valori apropiate de 0,781

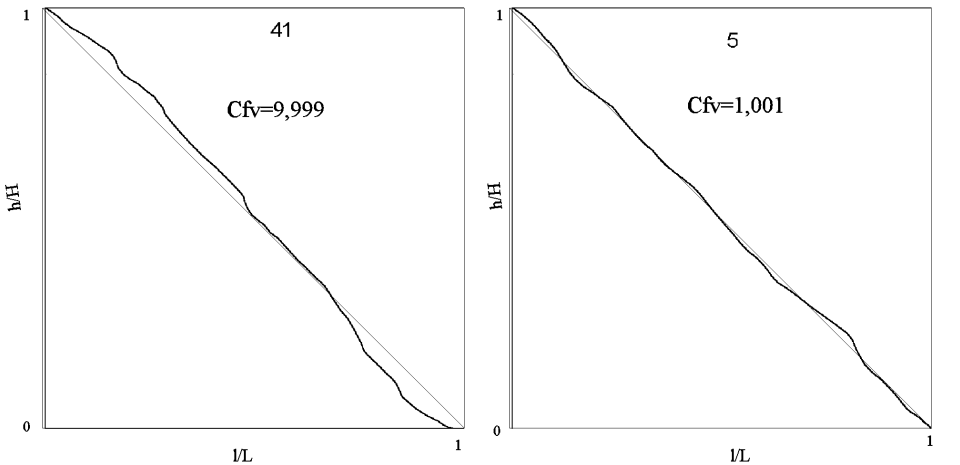


Figura nr. V. 39

prezintă profile ale căror concavităţi sunt foarte evidente (Figurile nr. V. 53 şi 54). La rândul lor, versanţii de tip convex deţin valori ale coeficientului de formă situate între 1,060 şi 1,322. Versanţii de tip convex cu valori apropiate de 1,060 (Figurile nr. V. 55 şi 56) au profile foarte apropiate de tipul mixt sau rectiliniu, în timp ce versanţii cu valori apropiate de 1,322 prezintă profile ale căror convexităţi sunt extrem de evidente (Figurile nr. V. 57 şi 58).

Ca urmare a acestor etape de lucru, a rezultat o clasificare a profilelor de versant, în cele trei tipuri: concav, mixt sau rectiliniu şi convex. Deosebirea esenţială între această clasificare şi clasificările elaborate de diferiţi cercetători în decursul timpului constă în posibilitatea cuantificării formei profilului de versant. Relevanţa statistică a valorii coeficientului de formă al versantului este dată de populaţia de profile

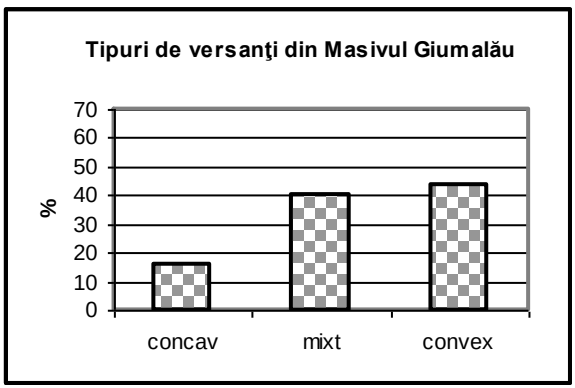


Figura nr. V. 40

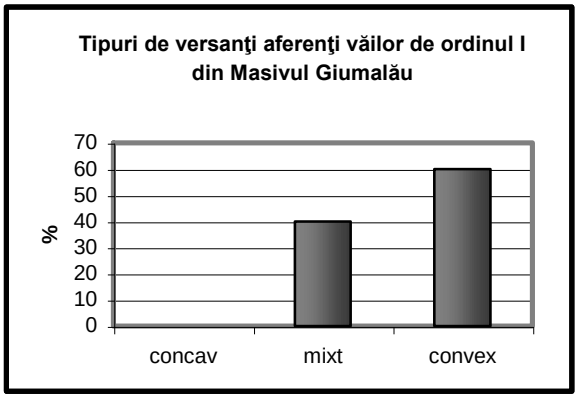


Figura nr. V. 41

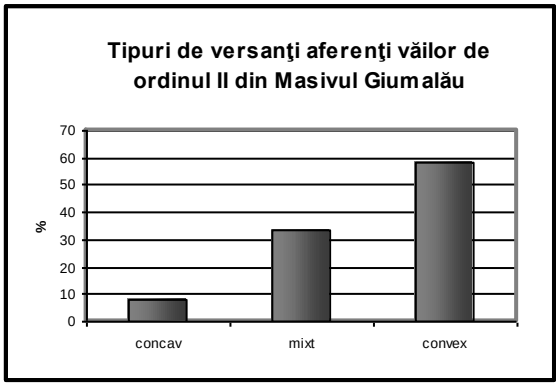


Figura nr. V. 42

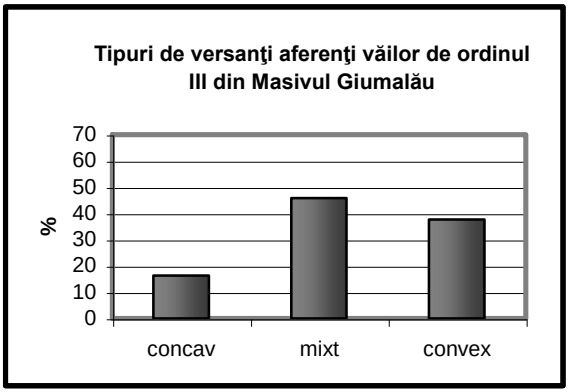


Figura nr. V. 43

analizate. În acest caz, aceasta însumează 223 profile, aferente unor văi ale căror ordin de ierarhizare (Strahler) este cuprins între I şi VII. Din analiza tabelului nr. V. 1, se constată că s-au obţinut 35 profile concave (15,6%), 90 profile mixte sau rectilinii (40,4%) şi 98 profile convexe (44%), (Figura nr. V. 40).

Versanţii văilor de ordinele I şi II se caracterizează prin faptul că aparţin în proporţie de cca 60 % tipului convex. O altă caracteristică a acestora este proporţia extrem de scăzută (nesemnificativă) a sectoarelor de tip concav (0 % pentru versanţii de ordinul I şi 8% pentru ordinul II) (Figurile nr. V. 41 şi 42). Trecerea de la tipul convex la cel concav se face prin intermediul tipului rectiliniu sau mixt, care se menţine în proporţie de 35 – 40% din total. Ponderea mare a versanţilor de tip convex, în cadrul acestor categorii de văi, este rezultatul intensei activităţi a proceselor geomorfologice de la nivelul albiilor minore. Ca efect al acestora, albiile se adâncesc, reuşind să evacueze materialul provenit de pe versanţi, menţinând astfel în echilibru dinamic grosimea depozitelor deluviale din partea inferioară a versanţilor. Declivităţile mari din sectoarele inferioare ale versanţilor, asociate unor declivităţi mici din

sectoarele superioare (resturi de suprafeţe de nivelare, interfluvii rotunjite), determină formarea unui profil general de tip convex (profilele nr. 47, 49, 63 etc,) (Figurile nr. V. 57 şi 58).

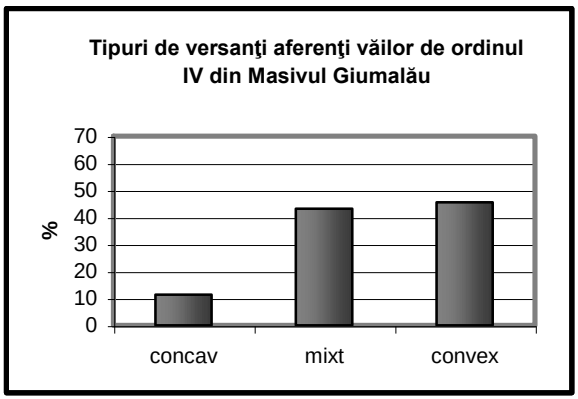


Figura nr. V. 44

Versanţii văilor de ordinele III şi IV au caracteristic profilul de tip mixt sau rectiliniu, care deţine o pondere de cca. 46 – 43% din total (Figurile nr. V. 43 şi 44). Pe locul secund, se află profilul convex, cu cca. 38 – 45%, iar procentul cel mai mic aparţine celui concav, cu 16, respectiv 11%. Comparativ cu versanţii de ordin inferior, formarea tipului mixt sau rectiliniu este favorizată de declivitatea redusă, datorată acumulării de material deluvial în sectorul inferior al versanţilor, de apariţia albiilor majore precum şi de culmile interfluviale secundare, cu profil îngust care menţin declivităţi importante la partea superioară a versanţilor (versanţii nr. 108, 137, 120, 207, 80 etc) (Figurile nr. V. 47 şi 48).

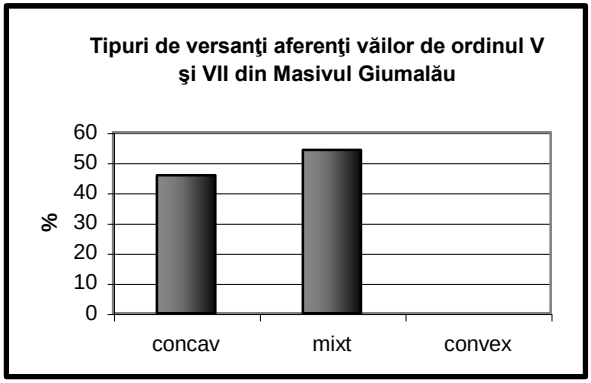


Figura nr. V. 45

Versanţii văilor de ordinele V şi VII, comparativ cu cei ai văilor de ordin inferior, au caracteristică, într-o pondere de cca. 47%, forma concavă şi cca. 53% forma mixtă sau rectilinie (Figura nr. V. 45). O altă particularitate a acestora este procentul nesemnifivativ al tipului convex.

Dominarea în proporţii aproape egale a celor două tipuri de versanţi este indusă, în principal, de apariţia glacisurilor de acumulare, din sectorul inferior al versanţilor şi de lăţimea mare a văilor, cu dezvoltarea albiei majore şi a sistemului de terase, care atenuează declivitatea medie a profilului.

Analiza formei versanţilor din unitatea luată în studiu conduce la următoarele concluzii:

- versanţii de tip mixt sau rectiliniu deţin un procent însemnat, de 35 – 53% din totalul profilelor executate pe fiecare ordin de mărime în parte;

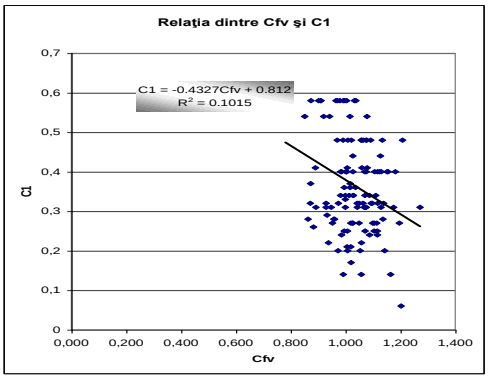


Figura nr. V. 46

- ponderea versanţilor de tip concav creşte o dată cu ordinul văilor;
- ponderea versanţilor cu profil convex scade pe măsura creşterii ordinului.

Pentru a evidenţia aceste aspecte, s-a procedat la calculul coeficientului de corelaţie dintre coeficientul de formă al versantului (Cfv) şi coeficientul de concavitate al profilului longitudinal al văii de care aparţine (C1). Calculul s-a efectuat pentru ordinele III, IV şi V, iar rezultatul de –0,318 indică proporţionalitatea inversă între concavitate şi coeficientul de formă al versanţilor (Figura nr. V. 46). Datorită dimensiunii eşantionului (peste 125 de profile de versant) valoarea susmenţionată a corelaţiei prezintă un coeficient de semnificaţie ridicat.

Tabel nr. V.1 Coeficienţii de formă ai versanţilor din Masivul Giumalău

Nr.crt.	Ord.văii	Cfv	Nr.crt.	Ord.văii	Cfv	Nr.crt.	Ord.văii	Cfv	Nr.crt.	Ord.văii	Cfv
196	5	0.781	144	5	1.004	4	4	1.070	48	2	1.156
180	5	0.781	218	2	1.004	114	3	1.071	73	1	1.159
199	5	0.787	215	3	1.006	163	3	1.071	158	2	1.160
105	3	0.822	67	3	1.006	23	3	1.074	45	2	1.161
175	2	0.845	165	3	1.007	21	3	1.075	84	3	1.164
222	7	0.847	136	2	1.007	8	4	1.075	181	2	1.165
202	4	0.851	186	3	1.007	81	4	1.076	36	2	1.169
221	7	0.861	56	4	1.008	90	2	1.076	94	2	1.170
141	3	0.868	184	2	1.010	75	4	1.076	14	2	1.174
182	3	0.872	164	2	1.010	191	4	1.078	16	2	1.175
40	4	0.872	170	1	1.012	100	1	1.079	22	2	1.178
118	5	0.873	54	4	1.013	128	4	1.079	96	2	1.180
217	7	0.883	110	2	1.015	151	2	1.079	12	4	1.182
154	3	0.883	185	4	1.016	192	1	1.079	63	2	1.186
129	4	0.890	26	4	1.016	121	1	1.081	33	3	1.196
150	3	0.892	210	5	1.016	179	2	1.086	1	3	1.202
195	5	0.902	135	2	1.017	119	2	1.086	91	2	1.206
153	5	0.909	88	3	1.019	51	4	1.087	74	4	1.208
200	5	0.910	214	3	1.019	127	3	1.087	46	2	1.235
190	2	0.915	209	2	1.020	97	1	1.088	49	2	1.243
169	2	0.915	205	3	1.020	62	4	1.092	20	2	1.246
203	4	0.920	58	4	1.021	61	2	1.093	37	2	1.247
19	3	0.929	178	2	1.022	122	2	1.094	24	3	1.272
166	3	0.929	109	2	1.024	198	3	1.094	47	1	1.291
101	3	0.932	98	3	1.025	171	3	1.097	15	2	1.322
168	2	0.936	86	3	1.026	104	2	1.098			
206	3	0.938	112	3	1.026	39	3	1.099			
183	4	0.942	3	4	1.027	157	1	1.103			
82	3	0.947	53	4	1.027	35	3	1.105			
83	2	0.950	42	4	1.028	161	3	1.105			
223	7	0.950	204	2	1.031	13	2	1.105			
64	2	0.951	159	5	1.032	10	4	1.106			
87	3	0.952	69	2	1.034	68	2	1.107			
27	3	0.957	219	7	1.034	189	2	1.108			
139	3	0.959	17	2	1.035	117	3	1.110			
106	2	0.963	143	4	1.037	44	1	1.112			
216	7	0.963	107	2	1.037	31	3	1.114			
132	5	0.965	155	5	1.037	71	1	1.114			
72	4	0.970	59	1	1.039	89	2	1.116			
146	5	0.971	172	3	1.042	124	3	1.116			
137	3	0.973	140	1	1.042	162	3	1.116			
173	3	0.973	52	1	1.043	2	4	1.116			
149	2	0.976	65	2	1.043	177	3	1.117			
147	5	0.979	93	2	1.045	194	2	1.118			
220	7	0.980	131	2	1.047	11	4	1.124			
43	4	0.982	78	2	1.047	193	1	1.124			
108	3	0.983	203	1	1.048	92	2	1.126			
211	2	0.984	32	3	1.049	99	4	1.127			
148	2	0.985	197	3	1.050	123	2	1.127			
7	4	0.985	212	3	1.053	38	2	1.128			
70	2	0.985	134	2	1.054	142	1	1.128			
126	3	0.985	79	1	1.056	25	3	1.129			
55	4	0.991	95	2	1.056	6	4	1.130			
77	3	0.991	80	3	1.057	156	2	1.130			
113	5	0.991	60	4	1.057	85	4	1.134			
160	3	0.995	103	2	1.058	30	3	1.137			
213	5	0.995	207	3	1.058	115	2	1.137			
145	5	0.998	57	4	1.059	174	3	1.138			
187	1	0.998	120	4	1.059	18	2	1.139			
66	3	0.999	28	2	1.063	34	2	1.142			
152	3	0.999	167	3	1.064	208	4	1.143			
176	1	0.999	76	4	1.064	188	1	1.144			
41	4	0.999	102	2	1.064	116	2	1.146			
5	4	1.001	125	2	1.064	29	2	1.150			
133	4	1.003	180	2	1.065	138	4	1.151			
111	3	1.004	50	2	1.068	9	4	1.155			

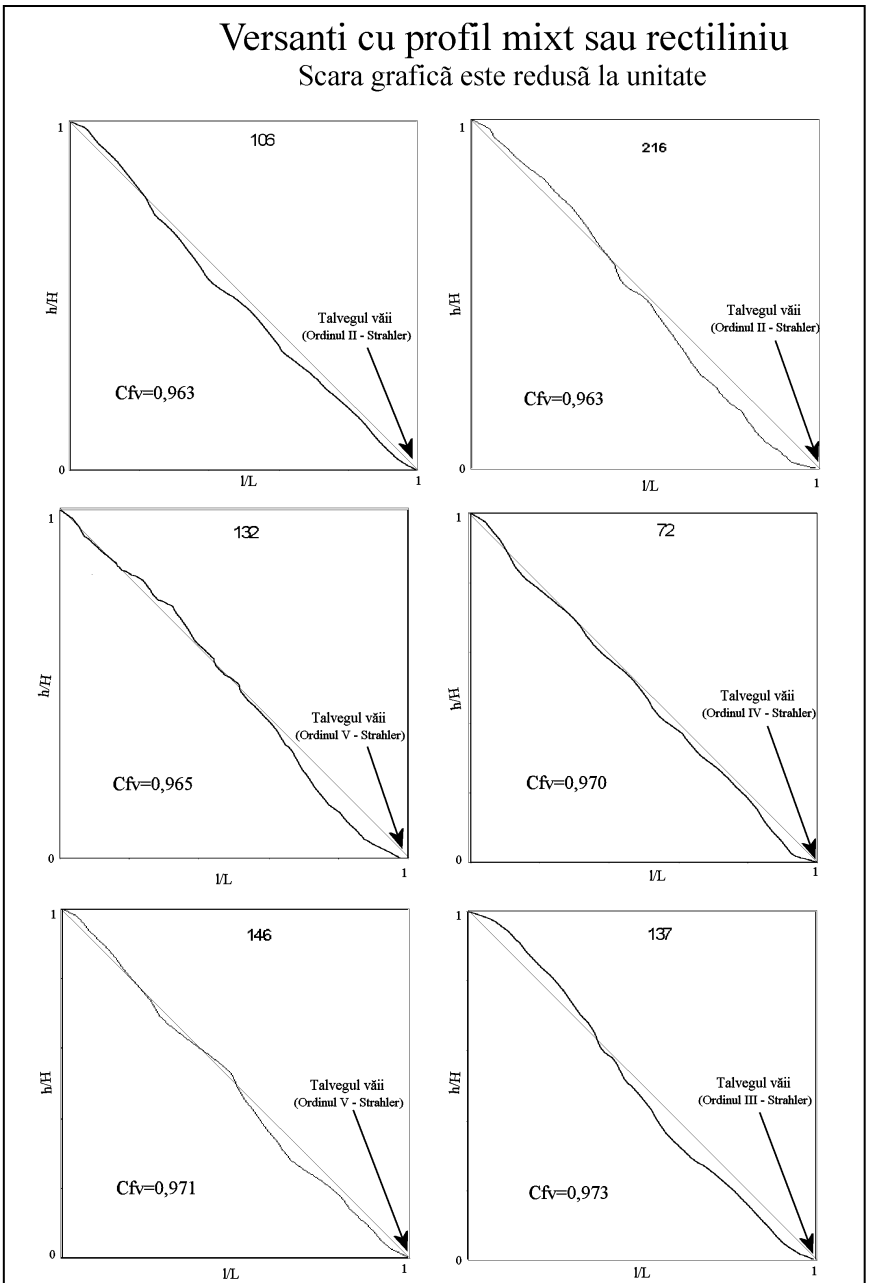


Figura nr. V. 47

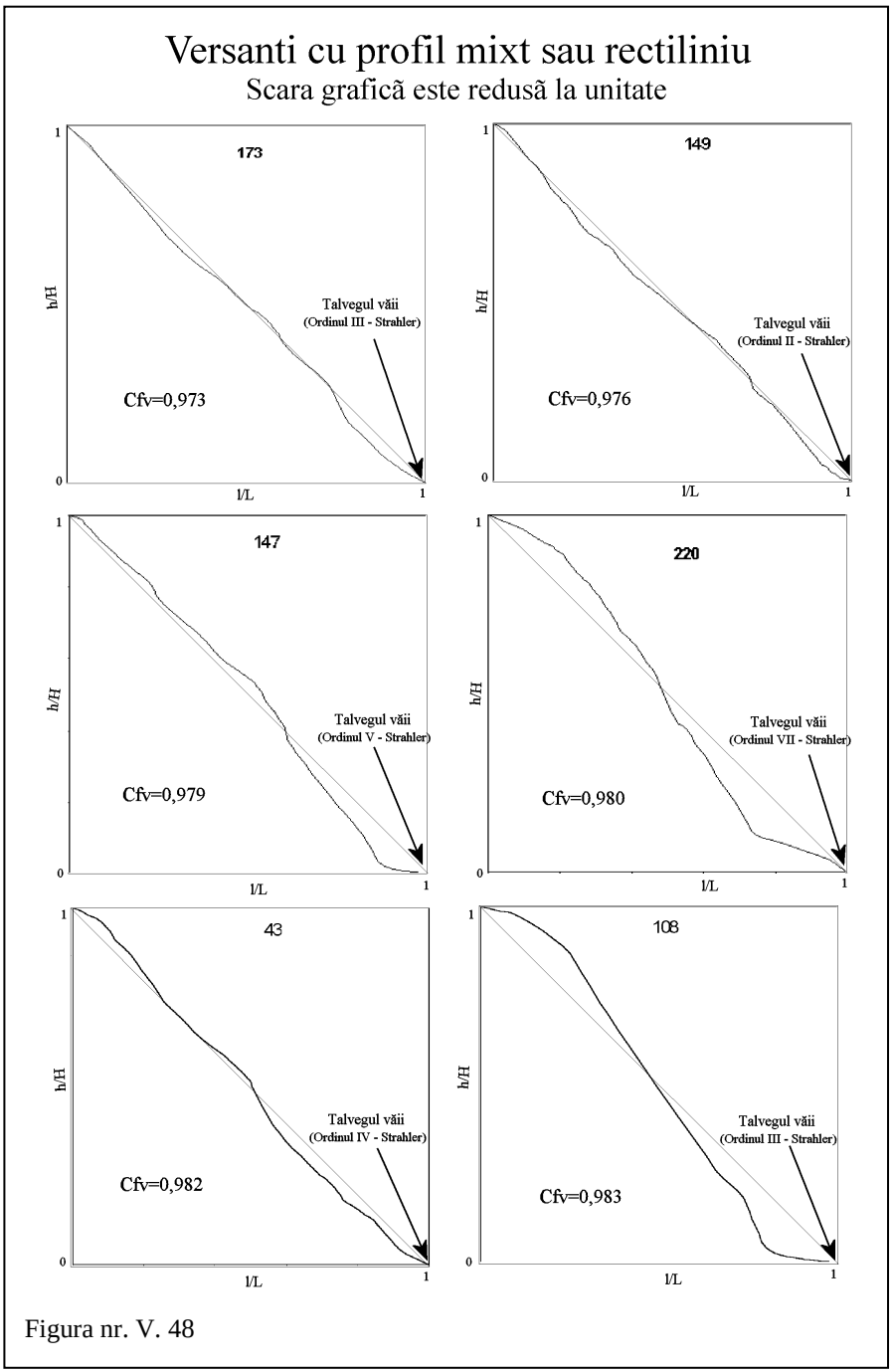


Figura nr. V. 48

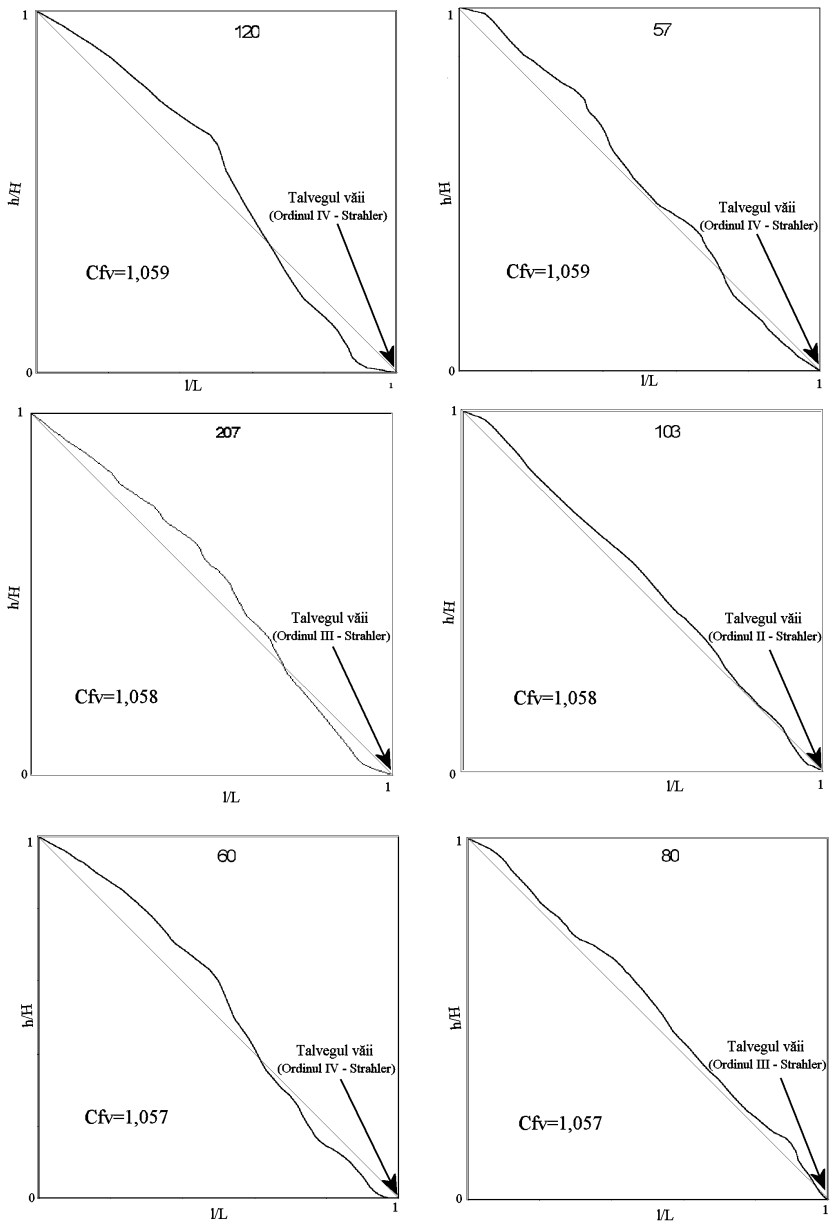


Figura nr. V. 49

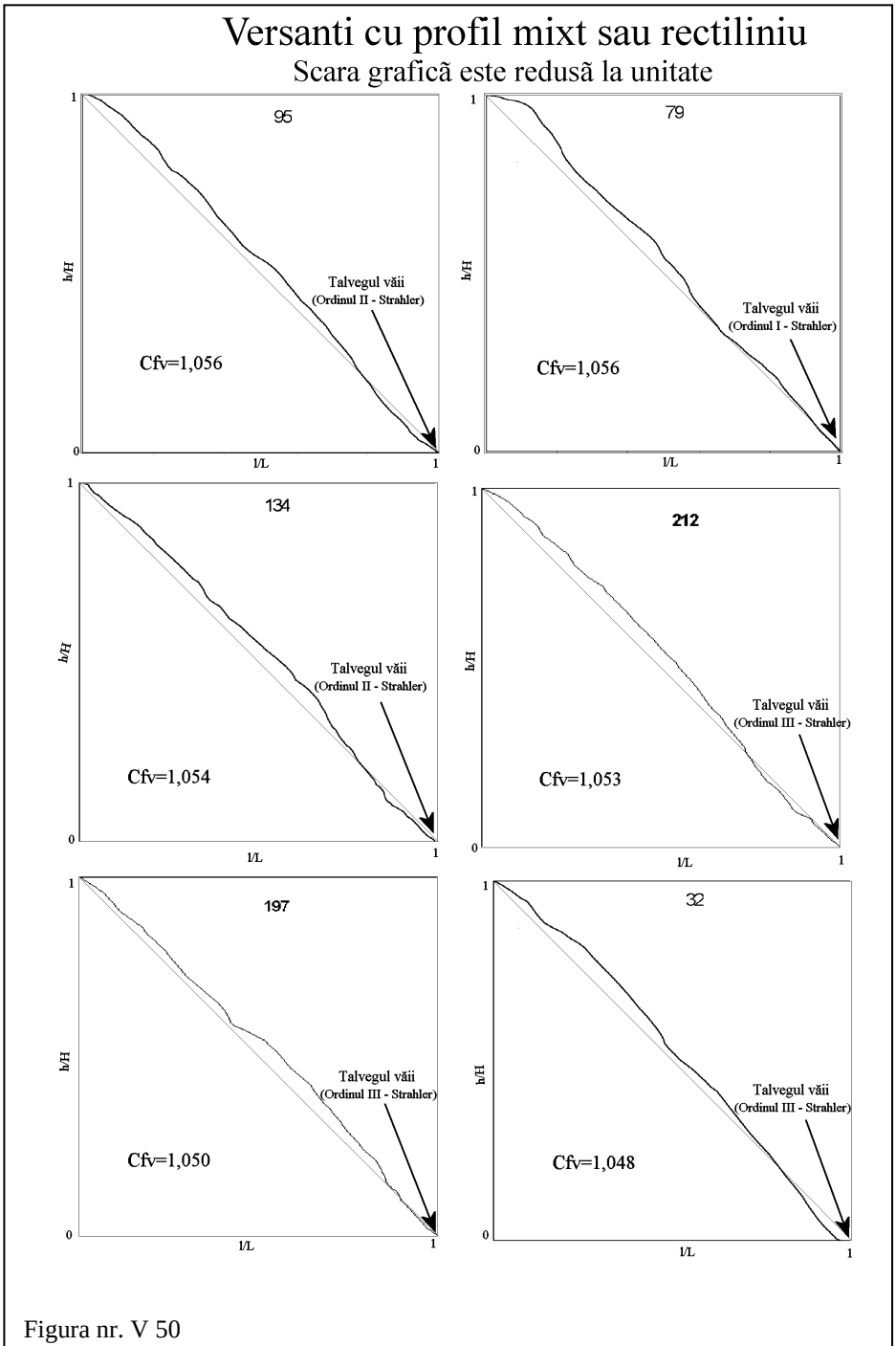


Figura nr. V 50

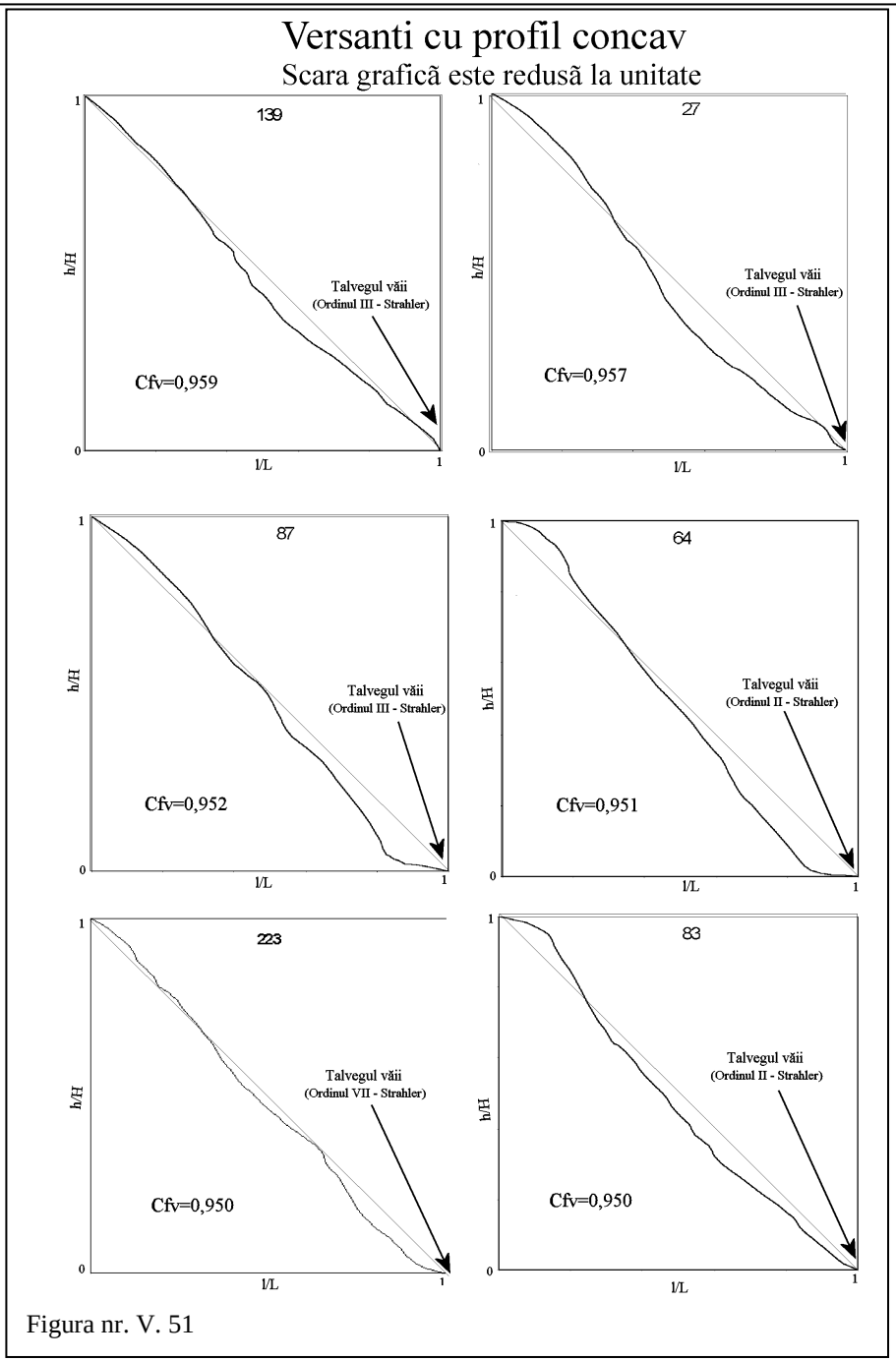


Figura nr. V. 51

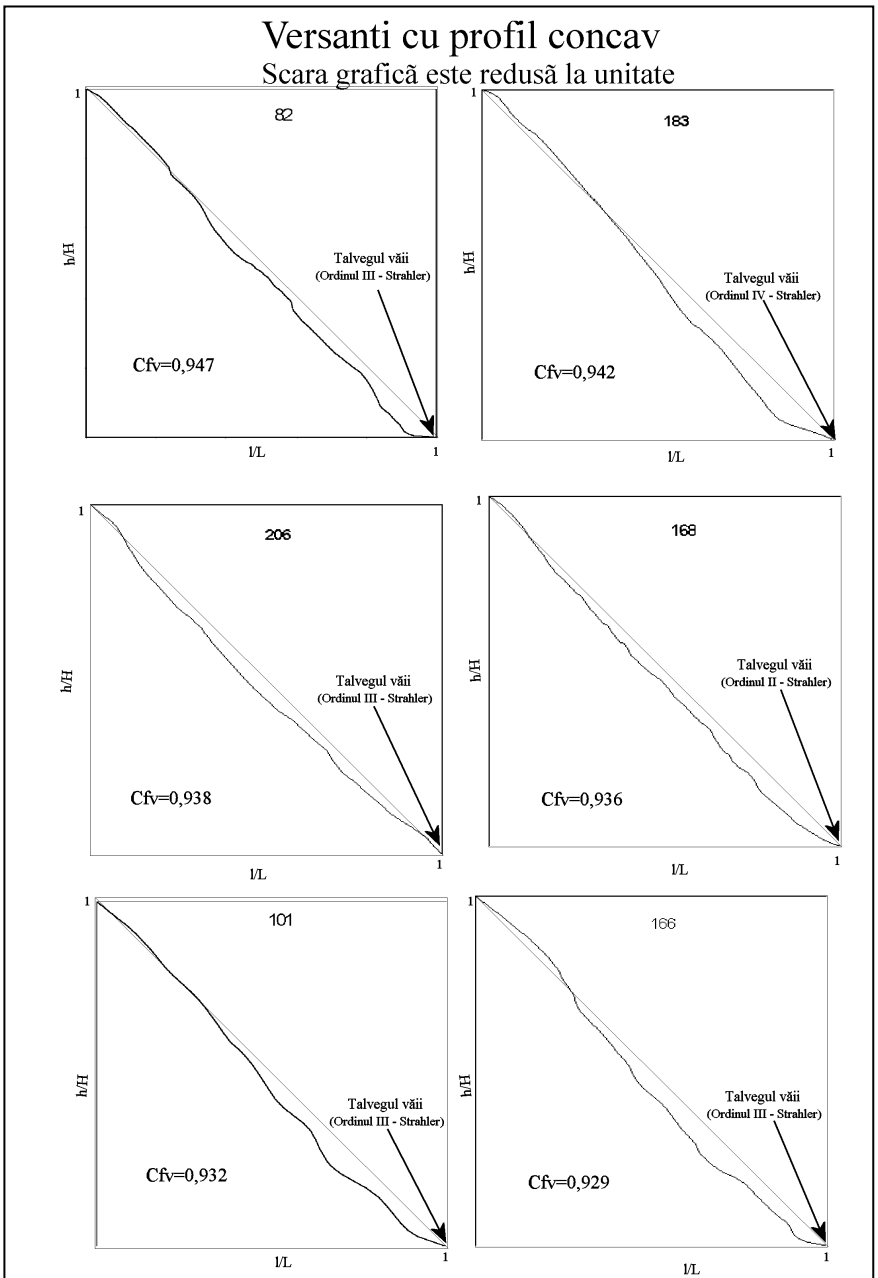


Figura nr. V. 52

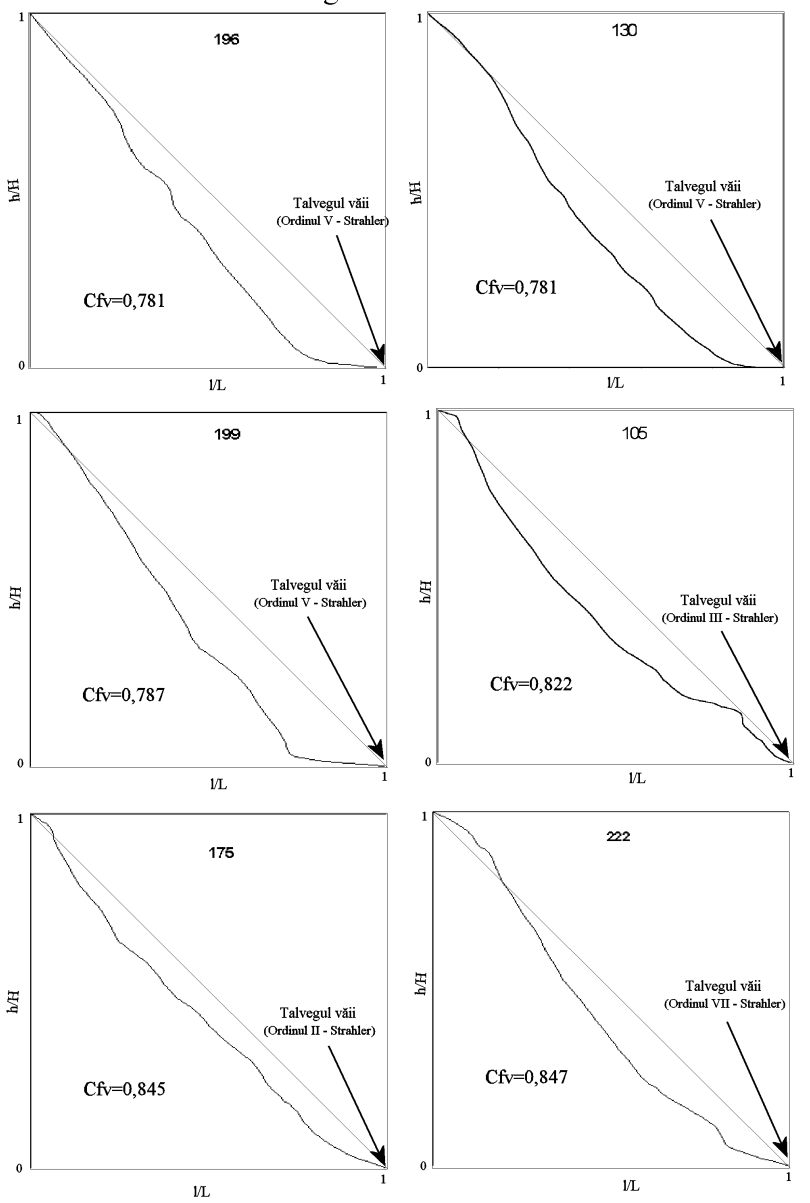


Figura nr. V. 53

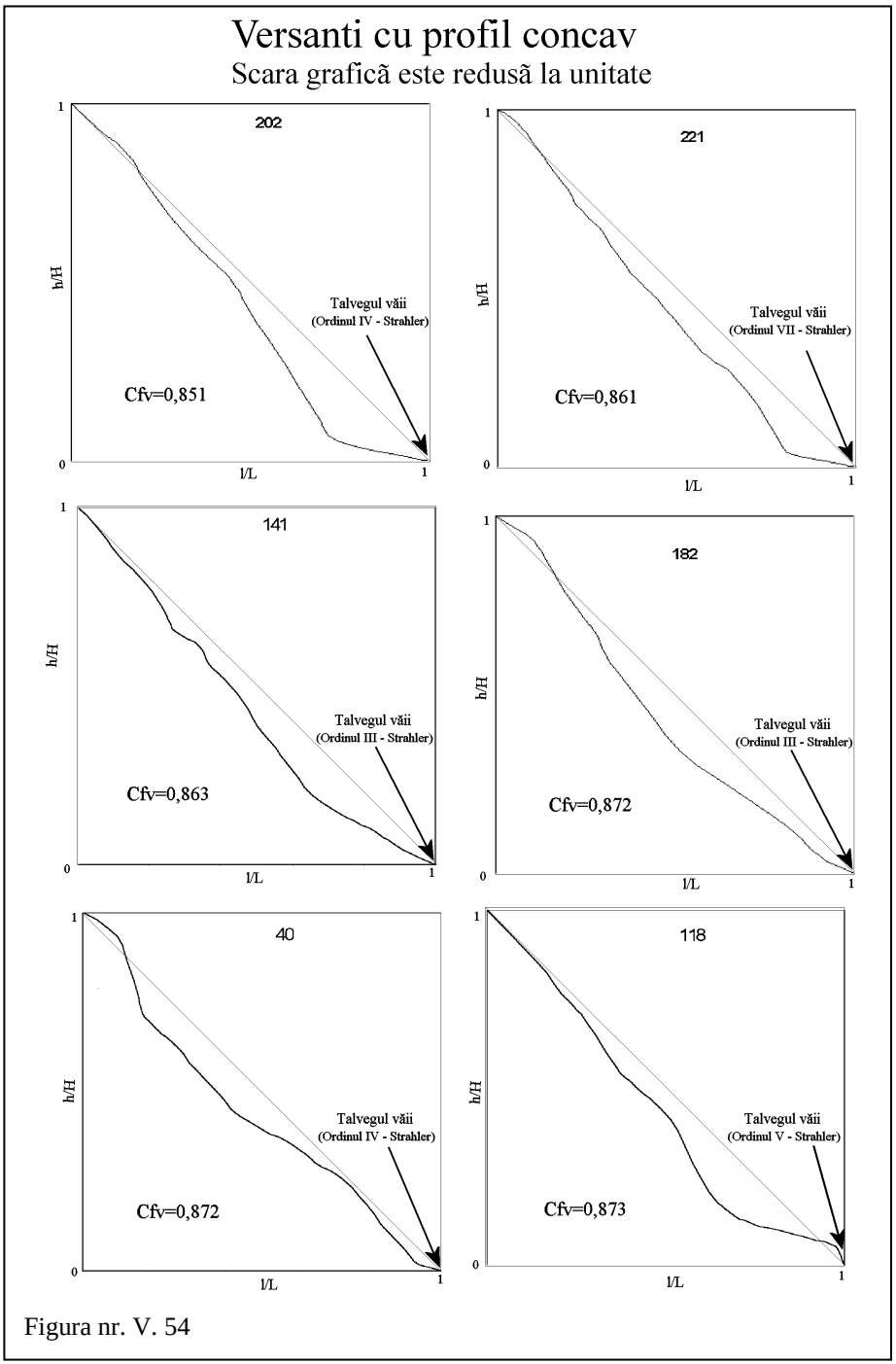


Figura nr. V. 54

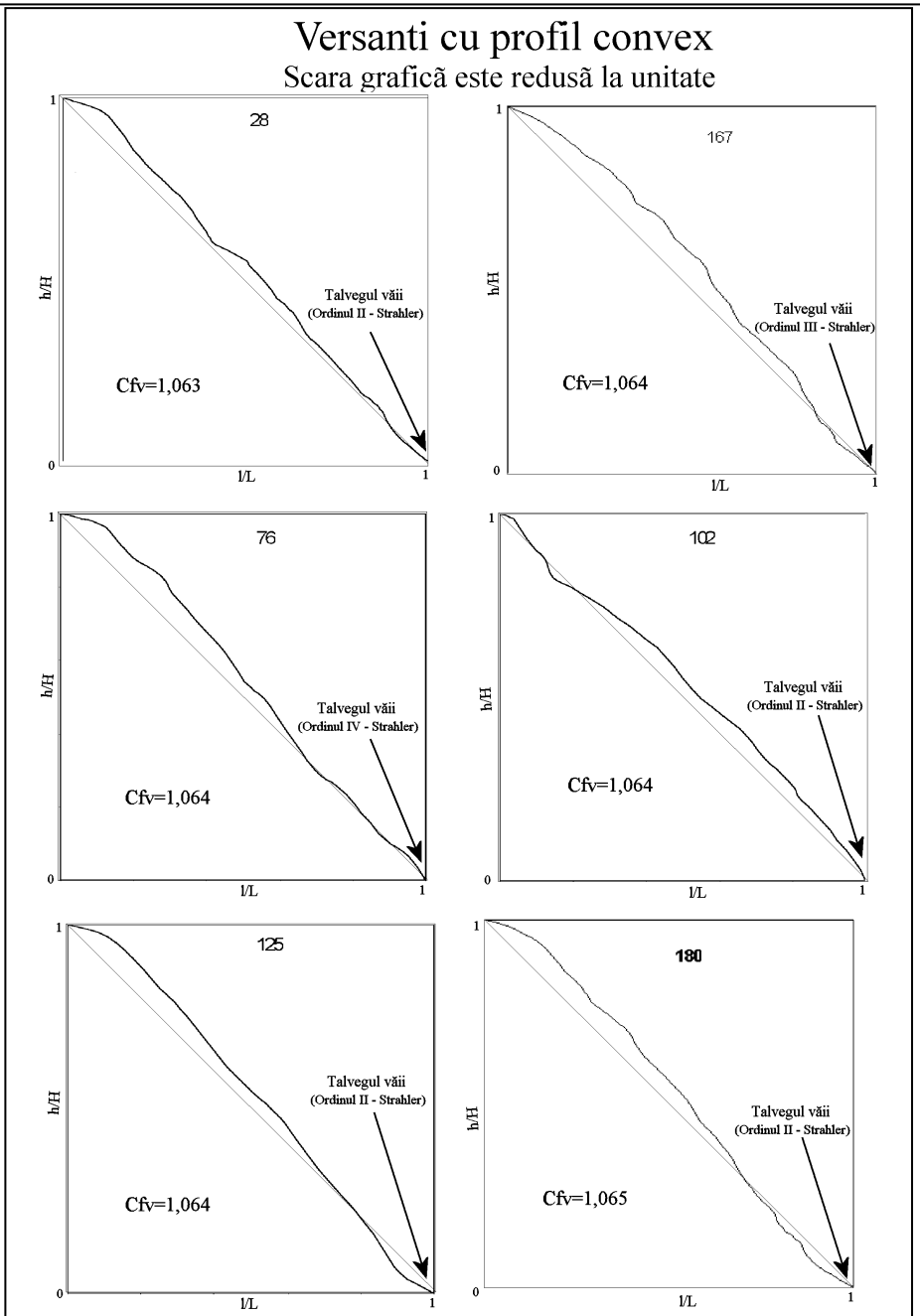


Figura nr. V. 55

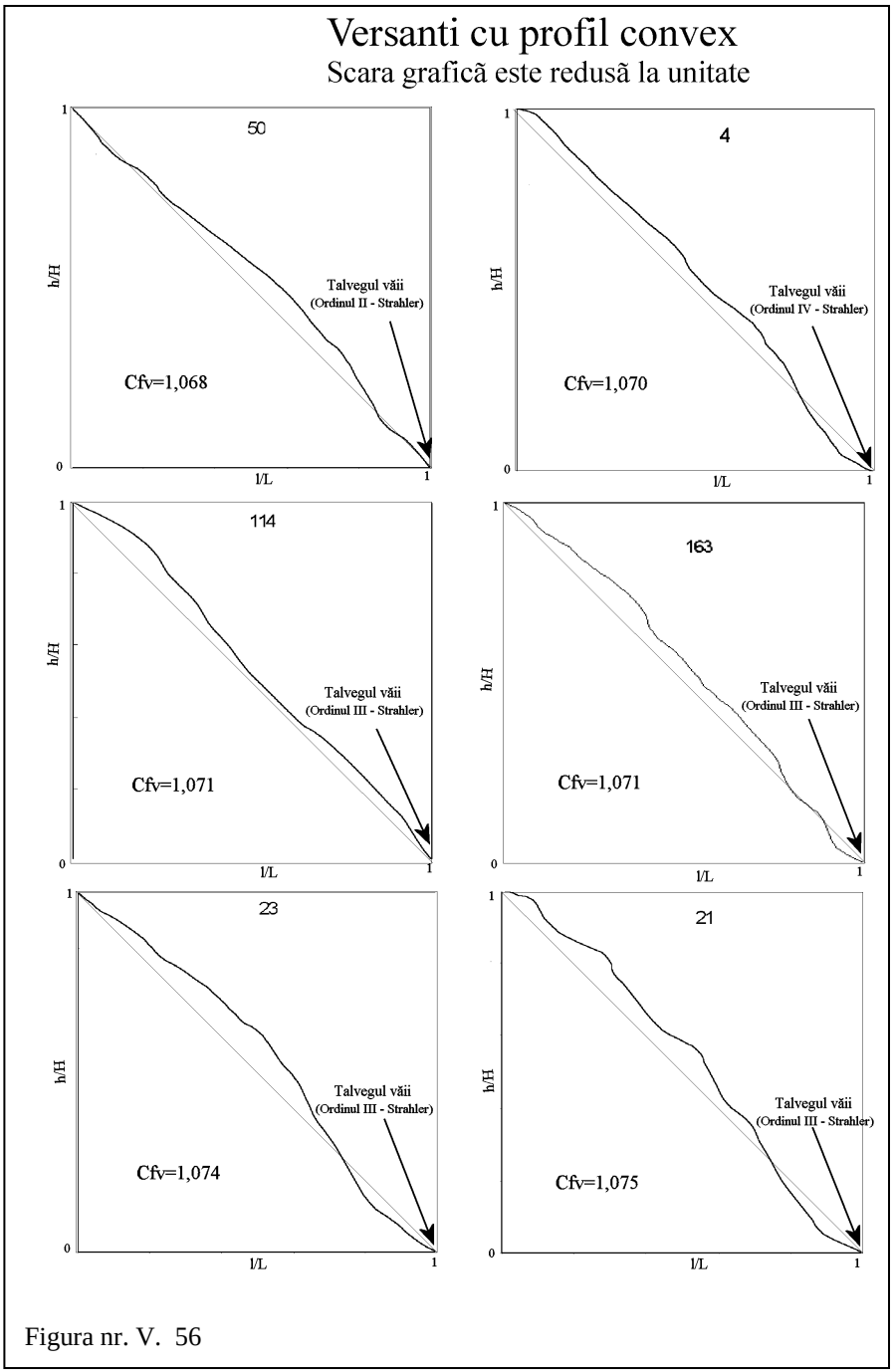


Figura nr. V. 56

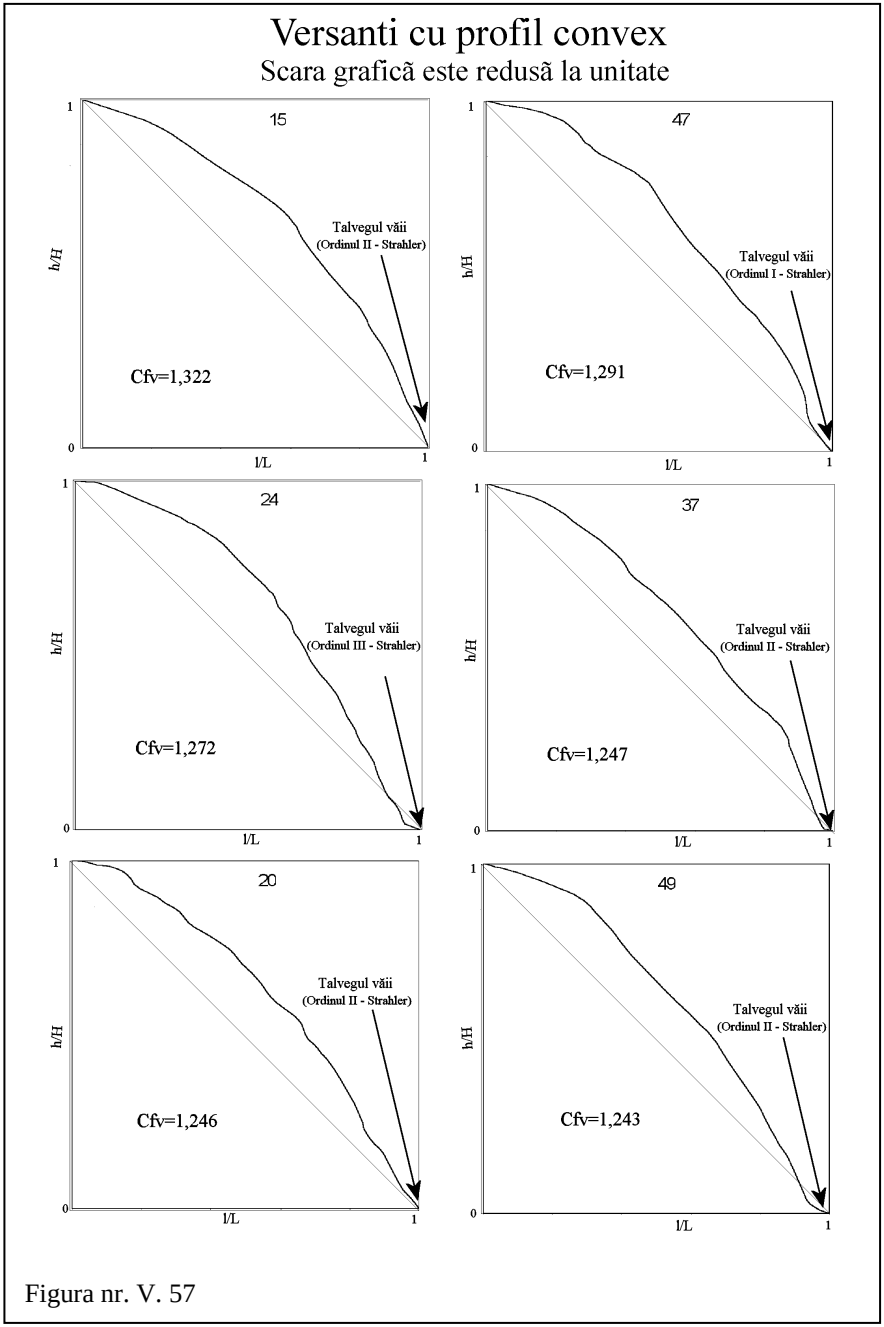


Figura nr. V. 57

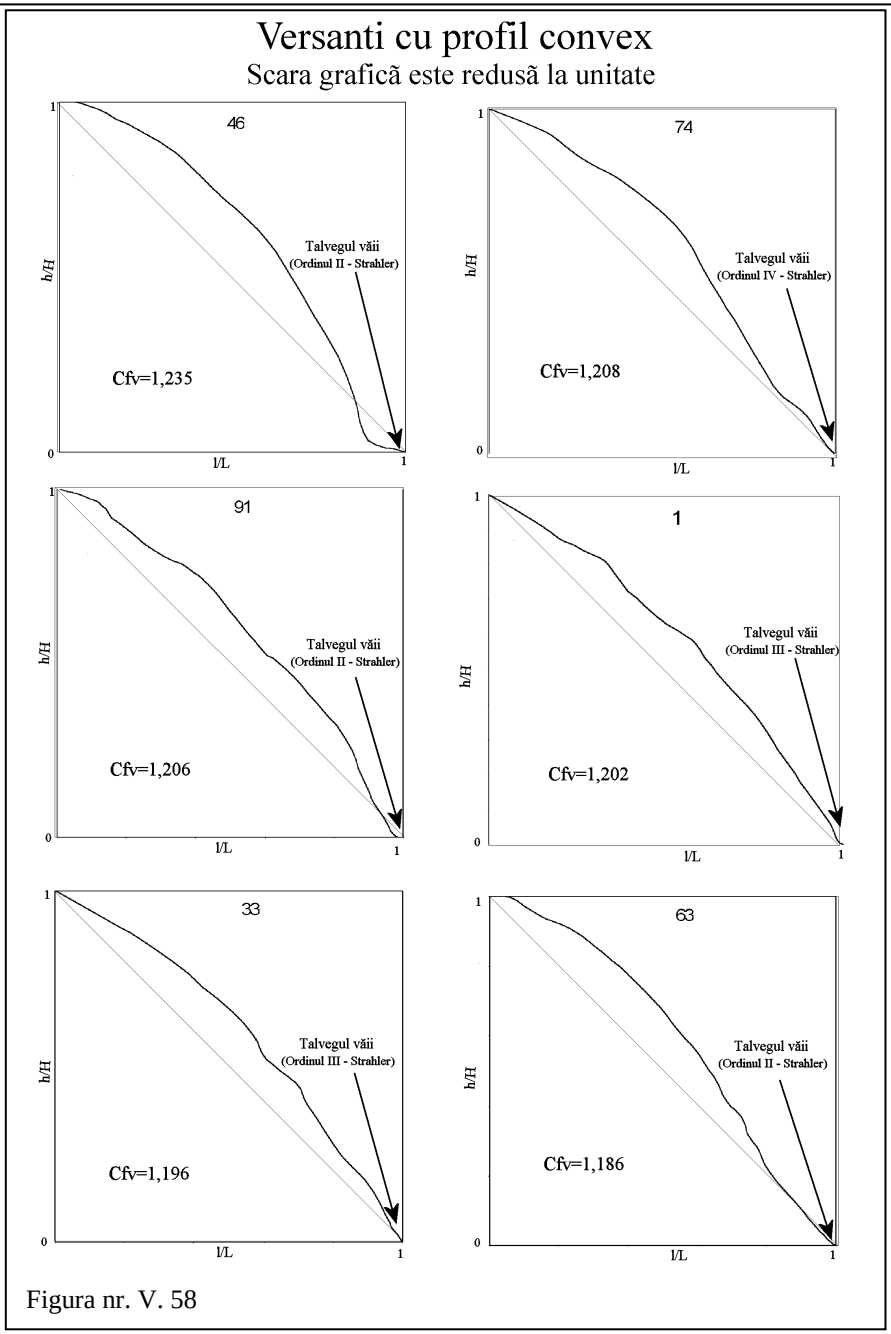


Figura nr. V. 58

4. 3. Relieful fluvial

Formele de relief, generate de reţeaua hidrografică permanentă, ce moştenesc o serie de caracteristici ale evoluţiei văilor de-a lungul timpului au fost grupate în două categorii: forme de eroziune şi forme de acumulare. Trebuie menţionat faptul că procesele geomorfologice de eroziune, transport şi acumulare de la nivelul albiei unui râu se manifestă concomitent astfel încât nu se poate face o diferenţiere netă între formele reliefului fluvial, ce au luat naştere prin eroziune, şi forme ce au luat naştere prin acumulare. Totuşi, pentru fiecare categorie în parte, există o dominare a anumitor procese astfel încât se consideră că din categoria celor de eroziune fac parte în primul rând albiile minore la nivelul cărora eroziunea în adâncime şi laterală prezintă o serie de particularităţi distincte în funcţie de ordinul de mărime, debit, regim hidrologic, substratul geologic etc., în timp ce, din categoria formelor de acumulare fac parte albiile majore, terasele şi conurile aluviale.

4. 3. 1. Albiile minore

Aspecte generale

Reprezintă o formă de relief fluvial cu o dinamică extrem de activă, aflată în strânsă relaţie cu ordinul de mărime al râului. Albiile minore ale văilor elementare precum şi ale celor de ordinul II (sistem de ierarhizare Strahler) au declivităţi pronunţate, asociate unor lăţimi ce nu depăşesc 2 m şi adâncimi de până la 1,5 m, sculptate în roca in situ. Există şi sectoare în care albiile sunt adâncite în depozite aluviale sau proluviale cu grosime redusă (0,2 – 1m). Situaţiile cele mai frecvente caracterizează ordinul de mărime II aval de confluenţele cu segmente elementare dar cu aport însemnat de aluviuni sau sectoarele barate temporar de trunchiuri de arbori care favorizează acumularea aluviunilor în spatele acestora. Pe anumite sectoare de albie având ordinul II sau III s-au constatat adevărate succesiuni de astfel de „microbaraje" naturale care au rolul de a reduce panta talvegului, în amonte de baraj şi de a intensifica eroziunea, în aval de acesta, prin mărirea pantei de scurgere, efectul final fiind cel al subminării barajului efemer.

Specifică sectoarelor de albie minoră de ordinul I, II şi III, aflate la baza unor abrupturi litologice, este şi prezenţa blocurilor de mari dimensiuni care constituie la rândul lor adevărate microbaraje, ce dau albiei un aspect în trepte (Sterparul, Chilia etc).

Albiile minore, aferente văilor de ordinul III şi IV, sunt adâncite, în cea mai mare parte, în depozite aluviale. În lungul acestora există o frecventă alternanţă între sectoarele adâncite în roca în loc şi cele sculptate în aluviuni ce nu depăşesc 1,5 m grosime. Lăţimea acestora nu depăşeşte 5 m, cele mai late sectoare fiind cele în care, datorită reducerii bruşte a pantei, pârâul are un caracter de împletire (Argestru, Rusca

etc). Malurile albiilor minore sunt mult mai bine conturate decât în cazul celor de ordin inferior, cu înălţimi de până la 2 m, caracterizate de o dinamică foarte activă. Au existat situaţii în care, în urma viiturilor puternice, eroziunea laterală a malurilor a determinat o translaţie laterală a albiei minore de cca. 10 m în 24 ore afectând, în anumite situaţii, drumurile forestiere (Fierul, Chilia etc). Deplasările laterale menţionate sunt specifice doar sectoarelor în care albia minoră este sculptată în aluviuni iar tendinţa de meandrare este evidentă.

Văile de ordinul V, din Masivul Giumalău, prezintă albii minore cu lăţimi ce nu depăşesc 10 m, calibrate în funcţie de mărimea debitelor (cea mai largă fiind albia râului Putna). Tendinţa de meandrare este evidentă remarcându-se dezvoltarea accentuată a meandrelor în cazul albiei Putnei. Malurile sunt bine conturate, cu înălţimi de până la 2,5 m, sculptate îndeosebi în aluviuni grosiere şi secvenţial în roca în loc. Succesiunea vad-adânc este mult mai evidentă decât la albiile de ordin inferior, aflându-se în strânsă relaţie cu gradul de meandrare.

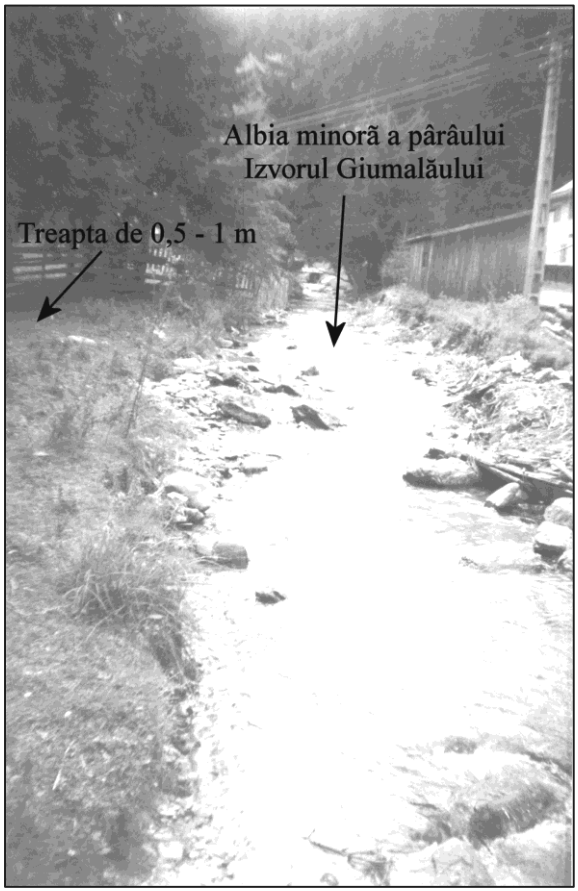


Figura nr. VI. 1 Valea pârâului Izvorul Giumalăului

Intervenţiile antropice privind amenajarea unor sectoare de albii prin consolidarea malurilor, construirea drumurilor, podurilor sau rectificarea unor meandre sunt specifice îndeosebi albiilor pâraielor Izvorul Giumalăului şi Putna (Figura nr. VI. 1). Aceste lucrări au determinat, în special, accentuarea unor procese de eroziune în adâncime şi la nivelul malurilor, cu influenţe sectoriale asupra profilului longitudinal.

Albiile minore ale celor două mari râuri colectoare Bistriţa şi Moldova au o morfologie adaptată condiţiilor structural-litologice majore.

Bistriţa delimitează sectorul luat în studiu pe o lungime de cca. 33 km, având un debit mediu de cca. 12 m^3/s, înregistrat la postul hidrometric Dorna-Giumalău.

Până la confluenţa cu Dorna (ordinul VII) ordinul Bistriţei Aurii este VI, după care, în aval până la ieşirea din sectorul adiacent Masivului Giumalău, are ordinul VII. Lăţimea albiei minore, de la confluenţa cu pârâul Puciosu până la confluenţa cu pârâul Rusca este variabilă, între 70 – 150 m. Aval de confluenţa cu Rusca, până la confluenţa cu pârâul Colbu, valea se îngustează treptat, albia minoră având lăţimi variind între 50 – 100 m.

În cea mai mare parte a sa este sculptată în depozite aluviale ale căror grosimi se micşorează pe măsura pătrunderii în sectorul transversal de la Zugreni, unde condiţiile tectonice de înălţare accentuată a compartimentului situat între faliile Arseneasa şi Crucea-Colbu au determinat o adâncire permanentă a râului în depozitele geologice. Odată cu înălţarea accentuată din acest sector, albia minoră s-a adâncit în gnaisul porfiroid de Pietrosu, formând o serie de meandre încătuşate. Datorită rezistenţei mari la eroziune a acestor roci mezometamorfice, în lungul profilului longitudinal al albiei minore apar repezişuri sculptate în roca în loc, separate între ele de sectoare unde acumulativul prezintă grosimi de până la 8 m (conform forajelor I. S. P. H., 1979). Referitor la grosimea acumulativului aflat sub albia minoră au fost emise ipoteze conform cărora acesta s-ar fi datorat condiţiilor periglaciare în care a avut loc transportul sacadat al aluviunilor spre exteriorul Carpaţilor (I. Donisă, 1968, I. Donisă şi C. Martiniuc, 1981). La rândul său I. Ichim (1979) emite ipoteza acumulării aluviunilor în condiţiile unei maxime acţiuni a proceselor periglaciare.

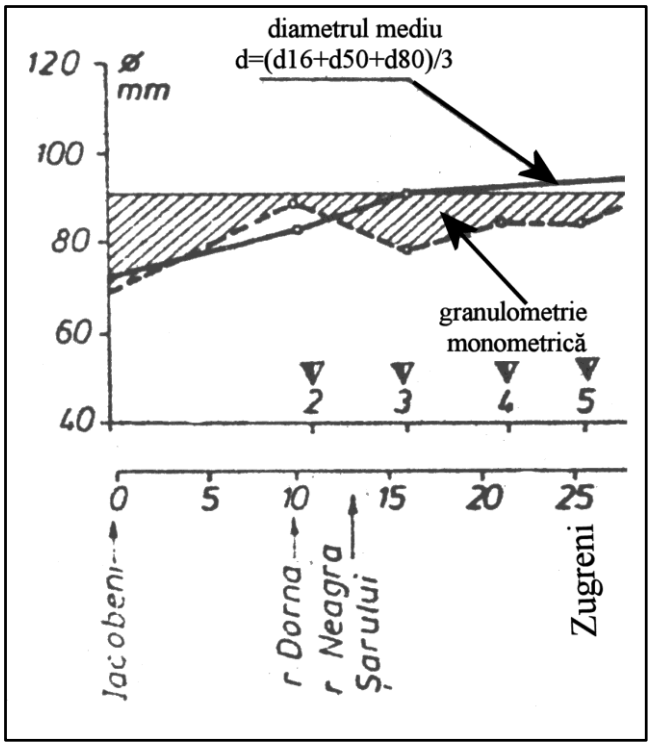


Figura nr. VI. 2 Diametrul mediu al galeţilor din albia minoră a Bistriţei între Iacobeni şi Zugreni. Prelucrare după I. Ichim si Maria Rădoane. (1984)

Alternanţa, din defileul de la Zugreni, dintre pragurile sculptate în roca în loc şi depozitele aluviale consistente, ce aparţin unor vechi depresiuni de albie colmatate, a fost interpretată ca fiind

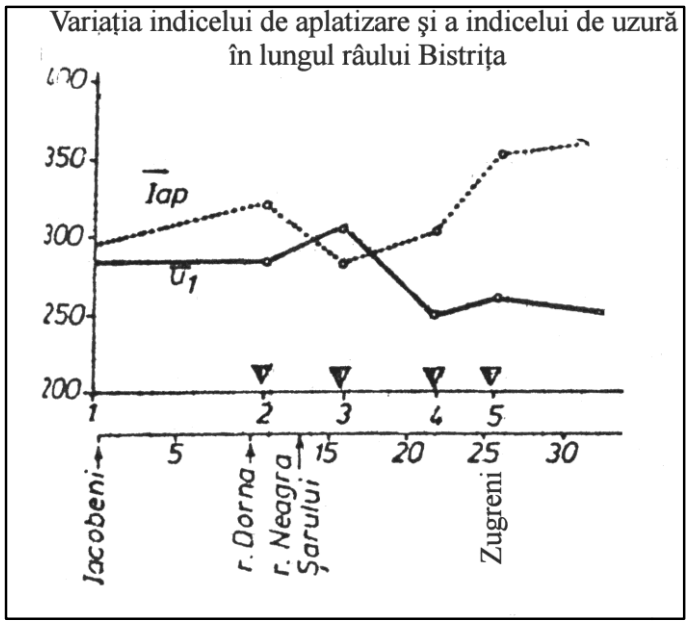


Figura nr. VI. 3 Prelucrare după I. Ichim şi Maria Rădoane, (1984)

rezultatul relaţiilor dintre geometria plană a albiei şi morfologia patului albiei (I. Ichim şi Maria Rădoane, 1984).

Conform unui studiu întreprins de I. Ichim şi Maria Rădoane, (1984) din punct de vedere al faciesului petrografic, în dreptul localităţii Iacobeni, aluviunile albiei minore sunt constituite din: 60% şisturi cristaline, 34% cuarţite, 3% gnaise şi 3% conglomerate şi gresii. Diametrul mediu al galeţilor d $=(d_{16}+d_{50}+d_{80})/3$ a fost calculat ca fiind 72,22 mm, indicele de uzură u_1 = 281,09 iar indicele de aplatizare I_{ap} =2,979 (Figurile nr. VI. 2 şi 3).

Situaţia se schimbă radical în secţiunea din aval de confluenţa cu râul Dorna unde cca. 40% din aluviuni aparţin rocilor vulcanice, două categorii pierzând din semnificaţie, respectiv 30 % cuarţitele şi 14 % şisturile cristaline. Procentul de 3% deţinut de conglomerate şi gresii rămâne constant în timp ce gnaisele cresc ca pondere până la cca. 13%. Valoarea diametrului mediu al galeţilor este de 82,53 mm, mai mare decât la Iacobeni ca urmare a aportului adus de râul Dorna, indicele de uzură u_1 este de 281,37 iar indicele de aplatizare I_{ap} are valoarea de 3,209 (Figurile nr. VI. 2 şi 3).

După confluenţa cu afluentul de dreapta Neagra Şarului, spectrul petrografic are o situaţie aparte, în sensul că deşi străbate un sector aferent zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, albia Bistriţei deţine aluviuni ce aparţin în proporţie de cca. 68% rocilor vulcanice. În acelaşi sector, şisturile cristaline deţin cca. 19% iar cuarţitele 9% din aluviuni, restul de 4% fiind împărţit între gnaise, conglomerate şi gresii. Ca urmare a aportului de material grosier adus de Neagra Şarului, diametrul mediu creşte la 89,16 mm, indicele de uzură creşte la 305,21 iar indicele de aplatizare are valoarea de 2,831.

În sectorul de la Zugreni, amonte de confluenţa cu pârâul Colbu, ponderea rocilor vulcanice din albia minoră se reduce la cca. 50%, urmând ca importanţă şisturile cristaline cu 32%, cuarţitele 10%, gnaisele 6% şi calcarele cristaline 2%. Diametrul mediu al materialului aluvionar este de 92,11 mm, indicele de uzură are

valoarea de 256,02 iar indicele de aplatizare este de 3,519. Constituţia petrografică a acestora este factorul decisiv în definitivarea formei rotunjit aplatizate a majorităţii galeţilor (Figura nr. VI. 4). Dacă în amonte de Zugreni creşterea diametrului mediu al galeţilor este pusă pe seama aportului de aluviuni dat de afluenţii importanţi, în sectorul defileului un rol crescut îl are aportul de material de pe versanţi care, în unele cazuri, delimitează direct albia minoră.

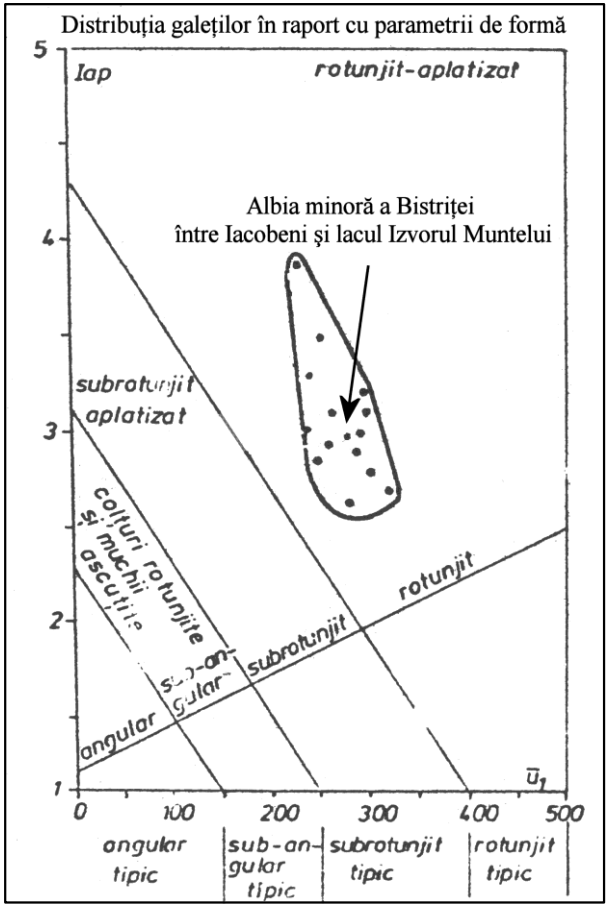


Figura nr. VI. 4 Prelucrare după I. Ichim şi Maria Rădoane, (1984)

Ca urmare a aportului de aluviuni adus de afluenţii de ordin mai mare sau apropiat Bistriţei, nu se observă o diferenţiere netă a variaţiei granulometriei în lungul albiei minore a Bistriţei. Deşi este atipic, în sectorul aferent Masivului Giumalău, diametrul mediu al galeţilor din albia minoră are o tendinţă de creştere uşoară din amonte spre aval.

Amonte de confluenţa cu pârâul Colbu a fost construit haitul de la Zugreni în spatele căruia s-a produs o acumulare aluvială ce a modificat conformaţia iniţială a văii. Modificări ale morfologiei albiei minore în sectorul de la Zugreni au mai fost determinate de construcţia şoselei din lungul văii Bistriţei precum şi de construcţia canalului de fugă din spatele haitului care a separat „popina" de versantul din spate. Astfel de intervenţii au avut loc şi în amonte de sectorul de la Zugreni unde, pe anumite sectoare, malurile albiei minore au fost consolidate şi supraînălţate (Ex. Vatra Dornei, Iacobeni etc). Pe toată lungimea aferentă masivului Giumalău albia minoră este meandrată, cu malurile bine puse în evidenţă, având înălţimi de până la 3,5 m sau chiar mai mult în sectoarele sculptate în roca în loc.

Albia minoră de ordinul VI a Moldovei delimitează zona de studiu la nord, pe o lungime de cca. 0,5 km, între confluenţa cu pârâul Putna şi cea cu Izvorul Giumalăului. Lăţimea albiei este cuprinsă între 40 – 70 m, sectorul luat în discuţie aflându-se în depresiunea Pojorâta, la contactul formaţiunilor sedimentare ale sinclinalului marginal extern cu formaţiunile metamorfice de la vest de acesta.

Albia minoră este meandrată şi adâncită în aluviuni cu tendinţa evidentă de deplasare spre stânga, fapt evidenţiat de dinamica malului stâng supus unui proces de eroziune laterală, amplificat în timpul viiturilor. Malurile sunt bine conturate, cu înălţimi de până la 3 m, mai înalte pe partea stângă unde, datorită evoluţiei laterale, albia s-a adâncit în treapta de luncă de 2 - 4 m.

Profilele longitudinale ale albiilor minore

Profilul longitudinal al albiei minore este un rezultat al interacţiunii următoarelor variabile: debitul lichid al râurilor, debitul solid, dimensiunea materialului din albie şi rezistenţa la eroziune a substratului geologic.

Explicarea formei optime, necesară unei stări de echilibru dinamic în cadrul profilului longitudinal, este posibilă prin studierea tipurilor de interacţiune dintre variabile.

Debitul lichid al râurilor este o variabilă extrem de importantă care, în cazul Masivului Giumalău, are caracteristică o creştere treptată dinspre amonte spre aval, conform cu creşterea distanţei faţă de obârşie. În condiţiile unei reţele de drenaj ce nu depăşeşte ordinul V se poate spune că nu există situaţii de descreştere a debitului lichid, specifice râurilor mari ce traversează mai multe unităţi de relief.

Gilbert (1877) a afirmat că « panta râurilor este invers proporţională cu debitul lichid ». Se deduce de aici că, în conformitate cu cele afirmate mai sus, panta profilelor longitudinale ale albiilor minore din zona luată în studiu descreşte treptat de la obârşie spre zona de confluenţă. În strânsă relaţie cu debitul lichid se află şi granulometria aluviunilor din albie care conform legii lui Sternberg (1875) citat de I. Ichim şi colab. (1989) descreşte pe măsură ce panta profilului scade.

În situaţia în care din totalul râurilor analizate există măsurători ale debitelor lichide doar pentru râurile Putna şi Izvorul Giumalăului s-a considerat că raportarea debitelor la suprafeţele bazinale este o posibilitate de aproximare a acestora. În acest sens referirile care se vor face asupra variabilei Sb (suprafaţa bazinului) vor căuta să suplinească lipsa informaţiilor asupra debitelor. S-au făcut corelaţii între suprafeţele celor două bazine şi debitele medii lunare înregistrate, rezultatele fiind satisfăcătoare cu un coeficient de 0,934.

La rândul său influenţa substratului geologic asupra profilelor longitudinale din masivul Giumalău este dată de variaţia asociaţiilor petrografice şi prezenţa fracturilor tectonice. În ceea ce priveşte asociaţiile petrografice acestea sunt constituite, în cea mai mare parte din roci metamorfice care prezintă particularitatea unor alternanţe de pachete subţiri cu durităţi diferite. Alternanţa pachetelor de roci

metamorfice este accentuată de frecvente redresări, până aproape de verticală, a flancurilor structurilor sinclinale şi anticlinale. Toate acestea complică extrem de mult situaţia din talvegurile văilor cu caracter transversal, situaţie care însă nu este reflectată cu acceaşi intensitate şi în morfologia profilelor, dovadă în acest sens stând numărul de praguri identificate în albiile minore, care nu diferă între văile longitudinale şi cele transversale (albia minoră a pârâului Timiş dezvoltată pe o direcţie longitudinală are 7 praguri în timp ce albia minoră a Chiliei dezvoltată pe o direcţie transversală are doar şase praguri, lungimile celor două profile fiind comparabile).

Pentru cele 53 de albii minore de ordinele III, IV şi V s-au executat profile longitudinale la scară reală, pe baza cărora s-au calculat o serie de variabile morfometrice (altitudine maximă, altitudine minimă, energie, lungimea totală, concavitate etc).

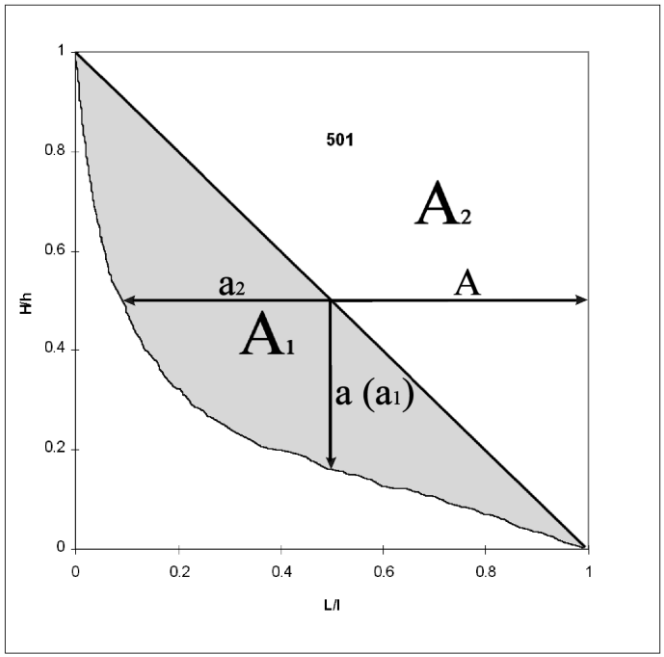


Figura nr. VI. 5

Interacţiunea dintre variabilele de control de la nivelul albiei minore au drept rezultat formarea unor anumite concavităţi ale profilelor care, în cazul celor analizate, au proprietatea de a creşte odată cu ordinul Horton al albiei minore.

Conform metodei propuse de Snow şi Slingerland (1987), concavitatea a fost calculată ca raport între suprafeţele măsurate pe graficele profilelor reduse la unitate. Formula de calcul este de forma :

$$C1 = A1/A2$$

unde A1 reprezintă suprafaţa cuprinsă între curba descrisă de profil şi linia dreaptă ce uneşte capetele profilului, iar A2 este suprafaţa triunghiulară cuprinsă între diagonală şi cele două laturi ale pătratului (Figura nr. VI. 5).

În paralel cu această modalitate de calcul am mai utilizat alte două metode respectiv:

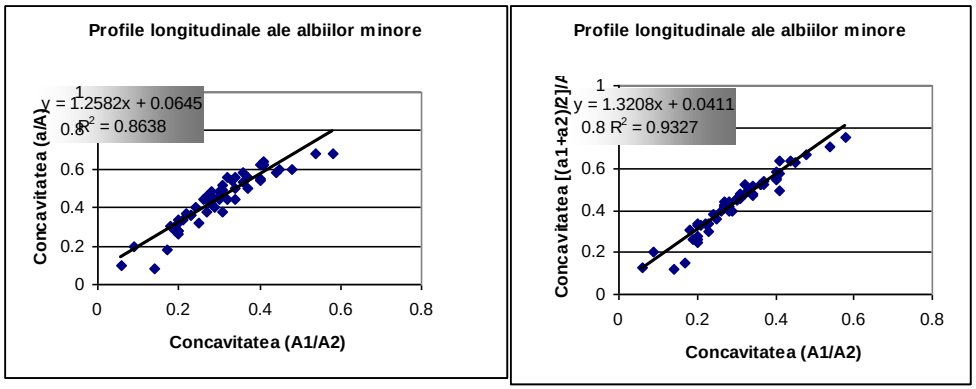


Figura nr. VI. 6 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale profilelor longitudinale

$$C2 = a/A$$

unde „a” este lungimea segmentului de grafic coborât perpendicular din centrul pătratului spre latura cu scara lungimii până la intersecţia cu linia profilului, iar

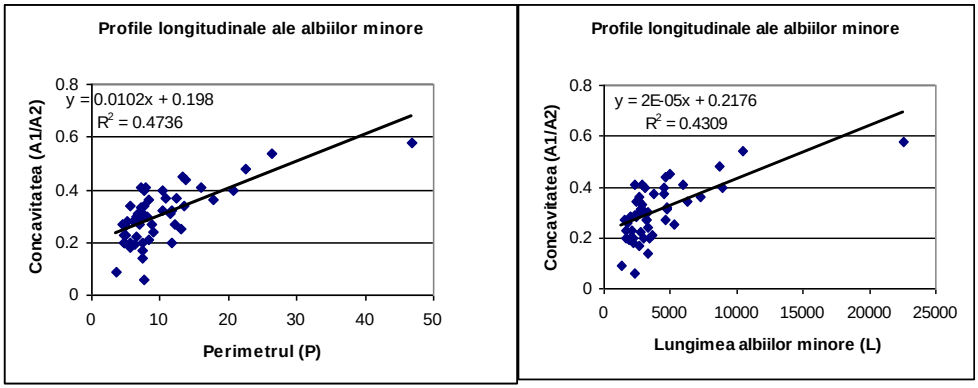


Figura nr. VI. 7 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale profilelor longitudinale

„A” este jumătatea laturii pătratului (I. Ichim şi colab., 1989), (Figura nr. VI. 5).

Cea de-a treia metodă de calcul a fost propusă în cadrul acestui studiu:

$$C3 = [(a_1+a_2)/2]/A$$

unde „a_1” este echivalent cu „a” din formula anterioară, „a_2” este lungimea segmentului de grafic trasat perpendicular din centrul pătratului spre latura cu scara altitudinii, până la intersecţia cu linia profilului, iar „A” este jumătatea laturii pătratului.

Considerând metoda de calcul a concavităţii (C1) ca fiind cea mai apropiată de realitate am executat grafice de corelaţie între valorile aceasteia şi valorile celorlalte două metode (C2 şi C3), rezultatele demonstrând faptul că cea de-a treia variantă (C3) se apropie cel mai mult de (C1), cu un coeficient de corelaţie de 0,966 (Figura nr. VI. 6).

Tabel nr. VI 1 Matricea coeficienţilor de corelaţie ai variabilelor profilelor longitudinale ale albiilor minore de ordinele III, IV şi V

	H.max.	H.min.	Energia	L	Sbn	Sb	Perimetrul	N1	Panta	C1	C2
H.max. (m)	1										
H.min. (m)	0.233	1									
Energia (E)	**0.853**	*-0.306*	1								
Lungimea L, (m)	*0.309*	**-0.511**	**0.573**	1							
Supr.neces.(Sbn)	0.156	**-0.391**	**0.356**	**0.745**	1						
Suprafata baz. Sb (km²)	0.265	**-0.387**	**0.467**	**0.948**	**0.641**	1					
Perimetrul (Km)	0.266	**-0.507**	**0.530**	**0.987**	**0.805**	**0.921**	1				
Magnitudinea (N1)	*0.293*	**-0.373**	**0.486**	**0.943**	**0.629**	**0.997**	**0.910**	1			
Panta (m/km)	**0.545**	**0.402**	*0.328*	**-0.449**	**-0.488**	**-0.366**	**-0.502**	*-0.339*	1		
C1=A1/A2	0.047	**-0.369**	0.233	**0.656**	**0.683**	**0.567**	**0.688**	**0.550**	**-0.535**	1	
C2=a/A	-0.011	*-0.292*	0.137	**0.456**	**0.512**	**0.388**	**0.482**	**0.376**	**-0.441**	**0.929**	1
C3=[(a1+a2)/2]/A	0.029	**-0.353**	0.208	**0.577**	**0.602**	**0.486**	**0.602**	**0.471**	**-0.492**	**0.966**	**0.964**

Astfel, s-a ajuns la concluzia că, cea de-a treia metodă de calcul poate fi utilizată în lipsa posibilităţilor de măsurare a suprafeţelor, fiind totodată mult mai expeditivă şi cu rezultate apropiate de adevăr. Totuşi, pentru a putea elimina erorile ce pot să apară la operaţia de planimetrare este indicată utilizarea ambelor metode de calcul, C1 şi C3. Plecând de aici, pentru profilele longitudinale ale albiilor minore din Masivul Giumalău au fost utilizate cele trei metode de calcul a concavităţii.

Relaţiile dintre variabilele luate în calcul trebuie analizate, în primul rând, în funcţie de concavitate, aceasta fiind expresia gradului de evoluţie al profilelor. Valorile mai mari ale coeficienţilor de corelaţie înregistrate între concavitate şi perimetrul bazinului sau lungimea profilului sunt expresia gradului de alungire al

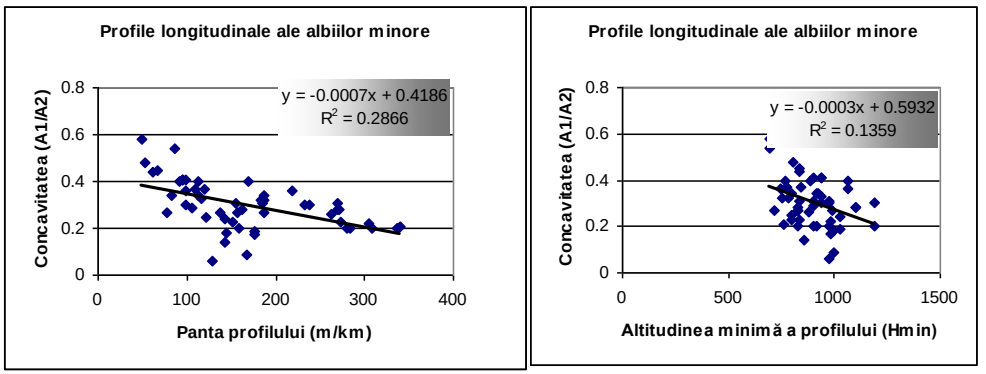


Figura nr.VI. 8 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale profilelor longitudinale

bazinelor. Prin urmare, se poate afirma că, în condiţiile unor bazine hidrografice cu aceeaşi suprafaţă, coeficientul de concavitate este mai mare în cazul bazinelor mai alungite. Din analiza coeficienţilor de corelaţie ai variabilelor profilelor longitudinale (Tabelul nr. VI. 1) se poate deduce că există relaţii directe, semnificative, între concavitate şi majoritatea variabilelor. Cele mai mari valori ale coeficienţilor de corelaţie se înregistrează în relaţia cu perimetrul bazinului, lungimea profilului şi suprafaţa necesară formării ordinului Horton (Figura nr VI. 7). Alte relaţii

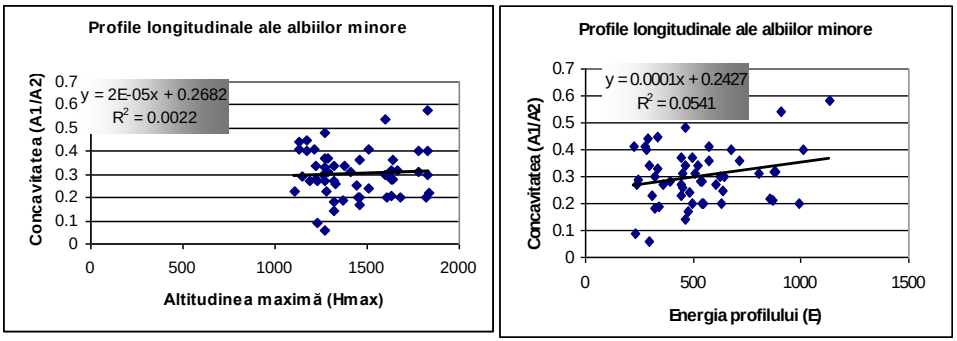


Figura nr. VI. 9 Relaţiile dintre variabilele morfometrice ale profilelor longitudinale

semnificative dar indirecte se înregistrează în raporturile dintre concavitate şi panta profilelor sau concavitate şi altitudinea minimă a profilelor (Figura nr. VI. 8).

Concavitatea creşte odată cu scăderea altitudinii punctului de confluenţă deci odată cu apropierea faţă de nivelul de bază local, reprezentat de cei doi colectori Bistriţa şi Moldova. Scăderea pantei medii a profilului se realizează în concordanţă cu creşterea concavităţii.

Tabel nr. VI. 2 Valorile parametrilor statistici ai variabilelor profilelor longitudinale de ordinul III, aferente bazinului hidrografic Moldova

Moldova III	H.max.	H.min.	Energia	L	Sbn	Sb	Perimetrul	N1	Panta	C1	C2	C3
Media	1453	938.55	514.55	2815.5	1.2042	3.212	7.2925	15.9	193.4	0.2835	0.436	0.423
Mediana	1425	921.5	502.5	2637.5	1.1415	2.4515	6.535	14	186	0.28	0.44	0.425
Modulul	1630	1186	_	_	_	_	5.55	11	187	0.3	0.44	0.46
Dev. stand.	194.810	134.516	172.151	1057.152	0.369	1.961	2.417	8.282	61.281	0.055	0.093	0.088
Asimetria	0.020	0.264	0.493	1.007	1.290	1.147	1.018	0.572	0.242	0.142	-0.126	-0.297
Ind. kurtosis	-1.006	-0.722	0.132	0.243	2.264	0.162	0.173	-0.666	-0.969	-0.358	-0.378	-0.280
Minima	1110	715	240	1525	0.573	1.153	4.42	4	92	0.19	0.26	0.25
Maxima	1830	1186	880	5275	2.2	7.534	13.1	33	308	0.4	0.62	0.59
Amplitudinea	720	471	640	3750	1.627	6.381	8.68	29	216	0.21	0.36	0.34

Singurele relaţii nesemnificative se pun în evidenţă la nivelul raporturilor concavităţii cu altitudinea maximă şi energia profilului, dovedind o oarecare independenţă a formei profilului faţă de cele două variabile (Figura nr. VI. 9).

Analiza comparativă a profilelor longitudinale ale albiilor minore, grupate în funcţie de apartenenţa la cele două mari bazine hidrografice Moldova şi Bistriţa, demonstrează o creştere a gradului de diferenţiere a parametrilor statistici ai variabilelor, începând cu ordinul III.

La nivelul profilelor de ordinul III Horton, valorile parametrilor statistici sunt slab diferenţiate remarcându-se faptul că valoarea medie a coeficientului de concavitate C1 (0,283) este uşor mai mare pentru profilele aferente bazinului Moldovei, decât media concavităţii profilelor aferente bazinului Bistriţei (0,244), (Tabelele nr. VI. 2 şi 3). Gradul de diferenţiere a valorilor parametrilor statistici ai profilelor longitudinale, grupate pe cele două mari bazine hidrografice, sugerează un

Tabel nr. VI. 3 Valorile parametrilor statistici ai variabilelor profilelor longitudinale de ordinul III, aferente bazinului hidrografic Bistriţa

Bistrița III	H.max.	H.min.	Energia	L	Sbn	Sb	Perimetrul	N1	Panta	C1	C2	C3
Media	1369.5	901.8	467.7	2811.5	1.246	3.106	7.372	13.950	180.5	0.244	0.373	0.363
Mediana	1275.0	905.0	420.0	2825.0	1.156	2.873	7.370	11	149.5	0.250	0.375	0.370
Modulul	1270.0	935.0	445.0	_	0.675	_	7.370	11	98.0	0.200	0.340	0.340
Dev. stand.	216.944	70.902	225.211	828.159	0.592	1.692	1.953	8.599	83.987	0.090	0.150	0.134
Asimetria	1.261	-0.199	1.162	0.717	0.471	2.025	0.532	1.802	0.768	-0.087	-0.234	-0.249
Ind. kurtosis	0.347	-1.188	0.263	0.793	-0.549	6.301	1.351	2.552	-0.886	-0.089	-0.265	-0.260
Minima	1130	760	225	1375	0.309	0.709	3.550	5	78	0.060	0.080	0.120
Maxima	1840	998	993	4700	2.593	8.938	12.070	37	340	0.410	0.640	0.640
Amplitudinea	710	238	768	3325	2.284	8.229	8.520	32	262	0.350	0.560	0.520

stadiu de evoluţie mai avansat pentru profilele de ordinul III din bazinul de drenaj al Moldovei.

În ceea ce priveşte profilele de ordinul IV Horton, diferenţele dintre cele două sectoare sunt asemănătoare, cu o valoare medie a concavităţii de 0,405 pentru profilele aferente bazinului Moldovei şi 0,372 pentru cele aferente Bistriţei.

Tabel nr. VI. 4 Variabilele morfometrice ale profilelor longitudinale de ordinul V

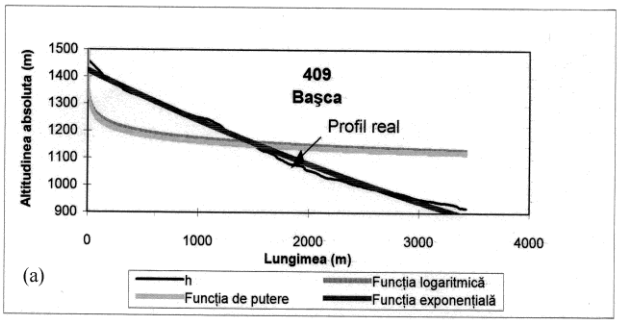
Variabile	Putna	Colbu	Izv.Giumalaului
Ord. Horton	5	5	5
Hmax	1830	1460	1600
Hmin	698	748	695
Energia	1132	712	905
Lungimea (m)	22550	7250	10450
Supr. neces. ord. (km^2)	10.53	4.7	14.93
Suprafata Bh. (km^2)	119.032	19.991	30.034
Perimetrul (Km)	46.95	17.82	26.3
Magnitudinea	601	101	145
Panta (m/km)	50	98	86
C1=A1/A2	0.58	0.36	0.54
C2=a/A	0.68	0.53	0.68
C3=[(a1+a2)/2]/A	0.75	0.53	0.71

Profilele longitudinale ale albiilor minore de ordinul V Horton prezintă o serie de variabile ale căror parametrii sunt semnificativi, demonstrând la rândul lor existenţa unor diferenţieri ale gradului de evoluţie al reţelei de drenaj, aferente bazinelor hidrografice Moldova şi Bistriţa.

Profilele albiilor minore ale Putnei şi Izvorului Giumalău, ce aparţin bazinului hidrografic al Moldovei, au o concavitate avansată (0.58) respectiv (0.54), în timp ce profilul albiei minore a pârâului Colbu are o concavitate de 0,36, valoare ce se află sub media profilelor de ordinul IV (0,38), (Tabel nr. VI. 4).

Având în vedere relaţiile dintre altitudinea profilului, ca variabilă dependentă, şi lungimea profilului, ca variabilă independentă, s-a procedat la modelarea matematică a acestora. Conform celor afirmate de (Maria Rădoane *et al*., 1996) cunoaşterea funcţiei care modelează cel mai fidel profilul longitudinal al unui râu permite:

- cunoaşterea factorilor dominanţi în controlul profilului;



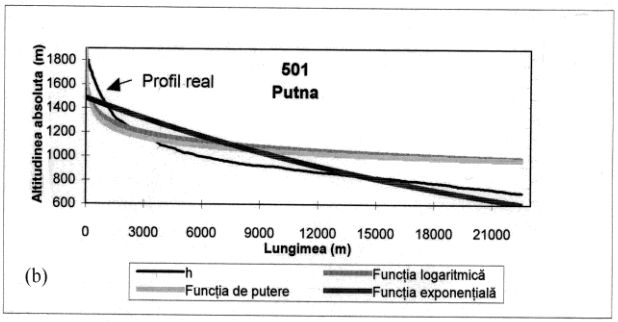


Figura nr. VI. 10 (a,b) – Modelarea matematică a profilelor longitudinale reale

- aprecierea stadiului de evoluţie al profilului în relaţie cu condiţia de „grade”[1];
- realizarea de comparaţii, pe baze riguroase, între mai multe râuri ale căror condiţii de evoluţie sunt diferite;
- reconstituirea etapelor anterioare în evoluţia profilului longitudinal.

Snow şi Slingerland (1987) afirmau că cei mai buni descriptori ai formei profilului longitudinal sunt funcţiile exponenţială, logaritmică şi de putere. Cele trei funcţii matematice au fost selectate de autorii susmenţionaţi în urma aplicării unui mare număr de funcţii la descrierea formei mai multor profile longitudinale, obţinute prin modelare fizică.

Conform aceloraşi autori, forma profilelor longitudinale nu răspunde în mod similar la anumite modele matematice, diferenţierile fiind impuse de dominarea unor categorii distincte de variabile de control.

În cazul modelării matematice a profilelor longitudinale ale râurilor din Masivul Giumalău, am procedat la utilizarea celor trei funcţii matematice:

- funcţia logaritmică, unde $y = a + b * \log_{10} x$
- funcţia de putere, unde $y = a * x^b$
- funcţia exponenţială, unde $y = a * e^{b * x}$

[1] Râurile „grade” exprimă stări în care relaţiile dintre procese şi forme sunt staţionare iar morfologia albiei rămâne relativ constantă peste timp (Knox, 1978, după Ichim *et al*. 1989)

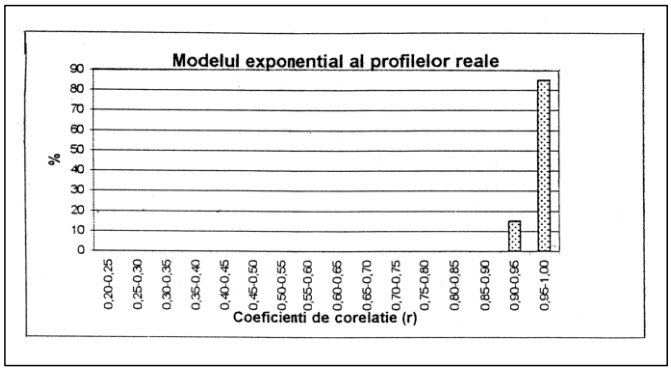


Figura nr. VI. 11 Coeficienţii de corelaţie ai modelului exponenţial al profilelor reale

având în vedere faptul că y = altitudinea reliefului, x = lungimea profilului iar a şi b sunt coeficienţi.

Funcţiile matematice amintite au fost aplicate pentru toate profilele longitudinale reale ale râurilor, dintre care exemplificăm profilele râurilor Başca de ordinul IV şi Putna de ordinul V, ale căror numere de cod sunt 409 şi respectiv 501 (Figura nr. VI. 10. a,b).

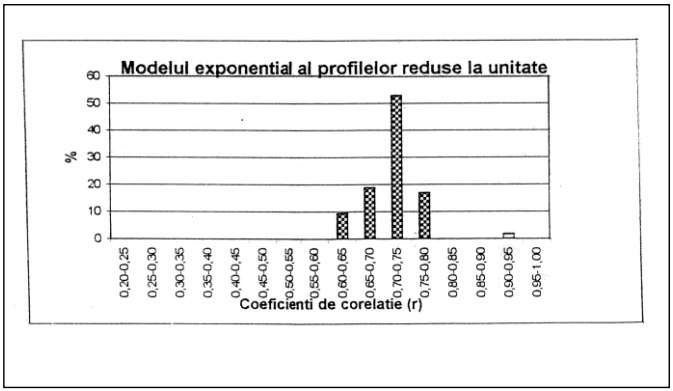


Figura nr. VI. 13 Coeficienţii de corelaţie ai modelului exponenţial al profilelor reduse la unitate

Remarcabil este faptul că, în cazul celor 53 profile modelate matematic, funcţia exponenţială le ajustează într-un grad înalt, având coeficienţi de corelaţie de peste 0,91 (Figura nr. VI. 11), comparativ cu celelalte două funcţii (logaritmică şi de putere) care au coeficienţii de corelaţie situaţi în ecartul 0,50 - 0,76.

Referitor la funcţia care modelează cel mai fidel formele profilelor longitudinale ale râurilor, literatura de specialitate consemnează faptul că „pentru profilele longitudinale ale râurilor cu o rată mare a transportului de debit târât şi cu o descreştere a dimensiunii materialului de albie, cea mai bună aproximaţie o dă curba funcţiei exponenţiale" (Rădoane *et al*., 1996).

În conformitate cu cele afirmate de autorii susmenţionaţi, putem considera că profilele râurilor din Masivul Giumalău se caracterizează printr-o rată mare a transportului de debit târât şi o descreştere a calibrului materialului aluvionar din albie.

Dat fiind faptul că profilele reale analizate se caracterizează printr-o mare variabilitate a parametrilor altitudinali şi de lungime, demersul nostru în vederea elaborării unei prognoze a evoluţiei lor în timpul „grade" nu ar fi fost posibil fără o anumită standardizare a acestora.

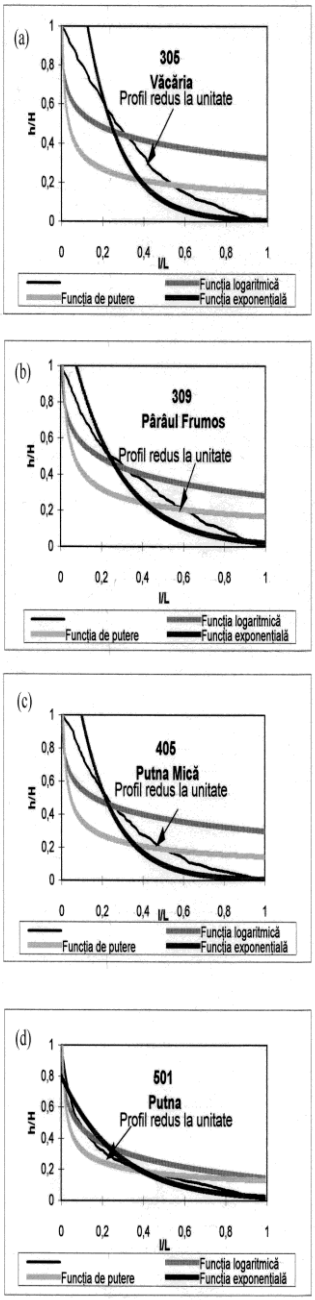


Figura nr. VI. 12

În acest sens, am procedat la transformarea profilelor longitudinale executate la scara hărţii de lucru în profile longitudinale la scară subunitară, utilizând metoda integralei hipsometrice propusă de Strahler. Prin urmare, fiecare punct de pe axa altitudinii profilului redus la unitate a fost calculat ca rezultat al raportului dintre altitudinea relativă a acestuia (h) şi energia profilului (H), iar fiecare punct de pe axa lungimii profilului redus la unitate a fost calculat ca raport dintre lungimea râului de la izvor până în punctul respectiv (l) şi lungimea totală (L).

S-a obţinut modelarea matematică a profilelor reduse la scară subunitară, utilizând aceleaşi funcţii matematice (Figura nr. VI. 12 a,b,c,d). Analizând valorile coeficienţilor de corelaţie ale celor trei funcţii matematice se constată că şi în cazul profilelor reduse la unitate funcţia exponenţială este cea care le ajustează în cel mai înalt grad, având coeficienţi de corelaţie situaţi în ecartul 0,60 - 0,95, 53% din cazuri având coeficienţi de corelaţie situaţi în ecartul 0,70 – 0,75 (Figura nr. VI. 13).

Această stare de fapt se află în strânsă relaţie cu rezultatele la care au ajuns Maria Rădoane şi colab. (1996) cu referire la râul Moldova «modelul exponenţial descrie cel mai apropiat forma profilului real (coeficient de corelaţie de 0,993). Este evidentă, în acest caz, depărtarea considerabilă a curbelor logaritmică sau de putere faţă de curba reală. Pentru atingerea acestor nivele, este necesară o ajustare considerabilă a profilului, respectiv, o adâncire în partea superioară şi o supraînălţare în partea inferioară….. În sectorul extracarpatic se constată, într-adevăr, o acumulare considerabilă de aluviuni grosiere. Cu toate acestea panta profilului este mare, proprie râurilor care transportă aluviuni grosiere în cantitate apreciabilă».

Modelul funcţiei de putere se caracterizează prin valori foarte mici ale coeficienţilor de corelaţie ce se încadrează ecartului 0,25 - 0,50, excepţie, în acest caz, făcând râul Putna (501), al cărui coeficient de corelaţie are valoarea de 0,73.

Tabel nr. VI. 5 Prognoza asupra evoluţiei profilelor longitudinale ale râurilor din Masivul Giumalău.

Nr. Ordine	Eroziune (-)	Acumulare (+)	Bilanţ
301	-28,54	18,33	-10,21
302	-39,58	16,66	-22,92
303	-32,7	16,66	-16,04
304	-37,5	20,41	-17,09
305	-32,5	17,7	-14,8
306	-29,16	17,7	-11,46
307	-37,5	18,12	-19,38
308	-39,06	0	-39,06
309	-31,25	0	-31,25
310	-32,5	17,7	-14,8
311	-22,91	16,04	-6,25
312	-35,41	16,66	-18,75
313	-29,16	14,58	-14,58
314	-30,83	16,04	-14,79
315	-31,25	15,2	-16,05
316	-29,16	14,58	-14,58
317	-35,41	14,58	-20,83
318	-36,56	0	-36,56
319	-53,12	0	-53,12
320	-35,41	16,66	-18,75
321	-34,37	16,25	-18,12
322	-42,81	16,66	-26,15
323	-54,68	14,58	-40,1
324	-36,45	16,66	-19,79
325	-34,37	16,66	-17,71
326	-40,62	16,66	-23,96
327	-40,62	16,66	-23,96
328	-39,68	20	-19,68
329	-36,66	15,62	-21,04
330	-35,31	16,45	-18,86
331	-45,31	15,62	-29,69
332	-39,68	12,5	-27,18
333	-45,31	18,75	-26,56
334	-37,5	18,33	-19,17
335	-54,68	0	-54,68
336	-32,08	18,75	-13,33
337	-46,25	15,62	-30,63
338	-48,43	0	-48,43
339	-50	0	-50
340	33,75	13,33	-20,42
Total ordin III			**-960,73**
401	-35,93	0	-35,93
402	33,33	20,83	-12,5
403	31,25	17,7	-13,55
404	-47,5	0	-47,5
405	-28,54	20,41	-8,13
406	-25	17,29	-7,71
408	-25	17,5	-7,5
409	-50	0	-50
410	-33,75	16,66	-17,09
411	-31,25	14,58	-16,67
Total ordin IV			**-216,58**
501	-12,91	12,5	-0,41
502	-42,81	0	-42,81
503	-33,95	0	-33,95
Total ordin V			**-77,17**

Considerând că modelul funcţiei de putere se apropie cel mai mult de forma profilului „grade” (Maria Rădoane *et al*., 1996), valoarea ridicată a coeficientului de corelaţie al funcţiei de putere, în cazul profilului longitudinal al râului Putna (501), poate fi explicată prin faptul că acesta este mult mai evoluat în comparaţie cu celelalte (coeficient de concavitate =0,58), apropiindu-se cel mai mult de forma profilului „grade”.

Modelul logaritmic al profilelor reduse la scară subunitară se caracterizează prin valori ale coeficienţilor de corelaţie cuprinse în ecartul 0,50 - 0,90, 40% din cazuri având coeficienţi de corelaţie situaţi în ecartul 0,65 – 0,70.

Cunoscând (pe baza coeficienţilor de corelaţie) ce model matematic ajustează cel mai bine profilele analizate, s-a considerat

modelul respectiv ca fiind profilul actual al râului iar modelul funcţiei de putere ca fiind profilul „grade”. S-a procedat la planimetrarea suprafeţelor dintre cele două modele matematice, cu menţiunea că suprafeţele aflate dedesubtul modelului funcţiei care ajustează cel mai bine profilul au fost considerate zone de eroziune iar cele de deasupra, zone de acumulare. Valorile cantitative astfel obţinute au fost centralizate în tabelul nr. VI. 5, evidenţiind faptul că în timpul „grade”, la nivelul profilelor longitudinale ale râurilor de ordinele III, IV şi V, procesele erozionale vor fi net predominante celor acumulative. Unitatea de măsură a acestor procese este una de suprafaţă grafică, calculată pentru evoluţia în timpul “grade”.

Această metodă de prognoză a evoluţiei profilelor longitudinale ale albiilor minore în timpul „grade„ poate deveni operaţională în condiţiile în care latura pătratului din graficul redus la unitate este una standard (10 cm). Trebuie spus că valorile cantitative obţinute în acest mod pot fi utilizate pentru efectuarea unor aprecieri ale gradului de evoluţie doar în condiţiile respectării scării grafice propuse, putându-se realiza comparaţii între profile longitudinale din zone diferite. Analiza profilelor prin comparaţie ne-ar putea furniza o serie de informaţii referitoare la evoluţia acestora în timpul „grade".

Problema pragurilor din albiile minore

Evoluţia profilelor longitudinale ale albiilor minore în timpul «grade» se materializează prin procese de eroziune şi de acumulare care alternează în lungul profilului (degradare şi agradare).

Referindu-se la o serie de profile ale albiilor minore de ordin Horton mai mare de VI (I. Ichim şi colab., 1989) afirmau: «pentru secţiunile de albie din aria cristalină a Carpaţilor, ce corespunde în general, pantei celei mai mari a profilului longitudinal, valorile de oscilaţie ale patului albiei sunt sub 50 m amplitudine, şi domină degradarea. Albiile prezintă numeroase repezişuri şi mici cascade, o pătură aluvială redusă ca grosime, formată din bolovăniş mare (d 20 - 30 cm). Acest areal corespunde unui transport de aluviuni în suspensie redus, sub 100 t/km^2/an».

Analiza profilelor din Masivul Giumalău evidenţiază prezenţa a numeroase discontinuităţi de pantă în cadrul talvegurilor albiilor minore. În literatura de limbă engleză acestea sunt denumite « knick-points » (conf. lui I. Ichim şi colaboratorii). La prima vedere pragurile au un caracter aleatoriu pe profil, multe dintre acestea formându-se în relaţie cu substratul geologic, având în vedere succesiunea litologică specifică zonei. Gruparea acestora pe un grafic de frecvenţă, în funcţie de altitudinea relativă, a demonstrat (la nivelul albiilor de ordin III Horton) frecvenţa mai mare a acestora pe anumite paliere de altitudine relativă faţă de confluenţă (Figura nr. VI. 14).

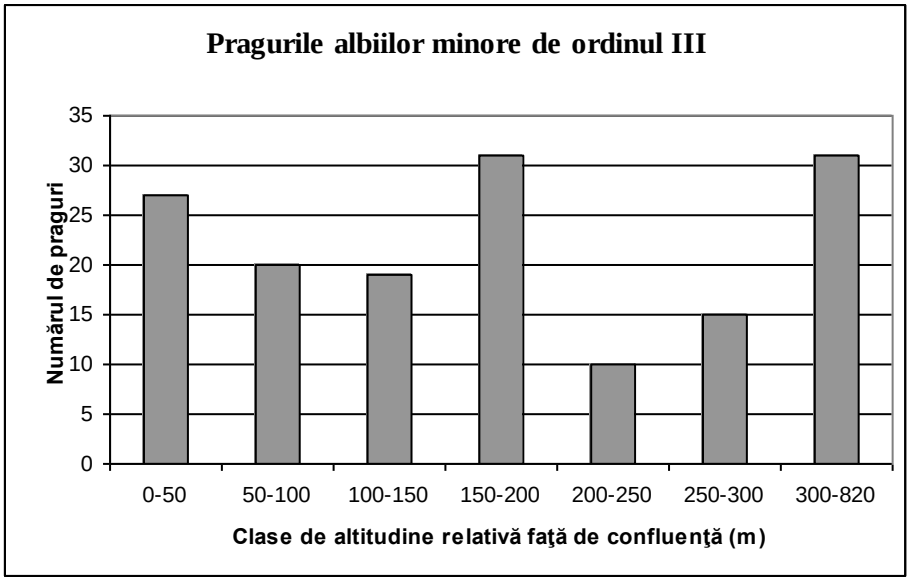


Figura nr. VI. 14

Pentru palierele altitudinale (0 - 50 şi 150 - 200 m) corespund 38 % din numărul total de discontinuităţi inventariate. Totodată, 68 % dintre albiile minore de ordinul III deţin un prag situat sub 50 m altitudine relativă faţă de confluenţă iar 77,5 % dintre profile au praguri situate între 150 şi 200 m altitudine faţă de confluenţă. Astfel, devine evident faptul că în formarea discontinuităţilor de albie, pe lângă substratul geologic au intervenit şi alţi factori, cum ar fi variaţiile nivelului de bază local şi general, în relaţie cu schimbările climatice bruşte din Pleistocen. În acest sens, dinamica pragurilor albiilor de ordinul III a avut loc în strânsă relaţie cu procesele similare din aval, aferente albiilor minore de ordin superior.

Pentru exemplificare am ales albiile de ordinele IV şi V aferente pâraielor ce debuşează direct în Bistriţa. Altitudinile relative la care apar primele praguri din amonte de confluenţe aparţin palierului altitudinal de 14 – 46 m, excepţie făcând albiile pâraielor Rusca (IV) şi Colbu (V), în cazul cărora primele praguri apar la altitudinile relative de 100 respectiv 92 m. Primele praguri ale albiilor minore corespund nivelurilor de terase de 20 - 25 m şi 40 – 55 m ale Bistriţei, larg dezvoltate în sectorul aferent Masivului Giumalău. În cazul celor două pâraie care fac excepţie de la regulă, altitudinile relative la care apar primele praguri sunt cu cca. 50 – 60 m mai mari, fapt ce se datoreşte mişcărilor tectonice de înălţare a compartimentului situat la est de falia Rusca - Putna.

Al doilea nivel de praguri este situat în ecartul altitudinal de 64 – 96 m altitudine relativă şi corespunde nivelurilor de terase ale Bistriţei de 65 – 70 şi 100 – 110 m.

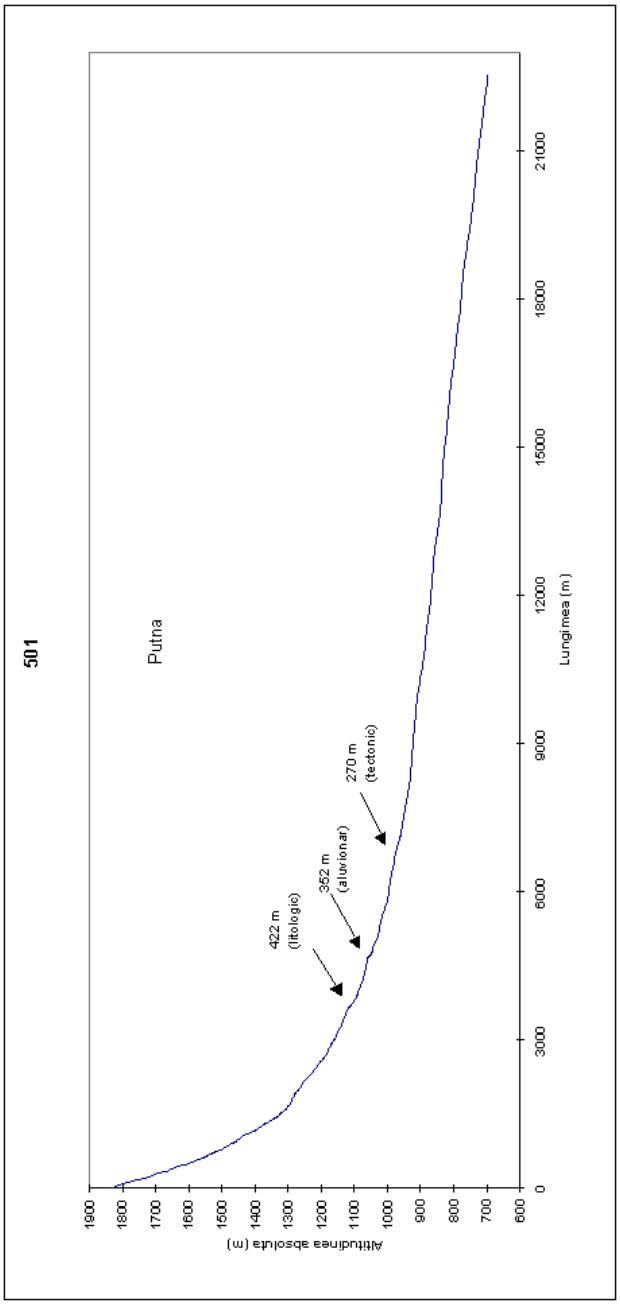


Figura nr. VI. 15 Profil longitudinal al albiei minore a râului Putna

Cel de-al treilea nivel de praguri (132 – 166 m) apare pe toate profilele în discuţie şi corespunde nivelului de terasă a Bistriţei de 140 – 150 m. Următorul nivel al discontinuităţilor din albiile minore aparţine ecartului altitudinal (194 – 216 m) care este greu de corelat cu un nivel de evoluţie al Bistriţei.

Corelaţia dintre nivelurile pragurilor de pe afluenţii de ordinele IV şi V şi cele ale teraselor Bistriţei este evidentă şi în cazul discontinuităţilor albiilor de ordinul III ale afluenţilor direcţi ai Bistriţei.

În cazul celor două profile longitudinale, ale albiilor minore de ordinul V Horton, aferente bazinului Moldovei (Figurile nr. VI. 15 şi 16), apariţia pragurilor este specifică doar cursurilor superioare. Acest fapt indică o ajustare avansată a formei profilelor, expresie a unei stări de echilibru dinamic. Factorii care determină apariţia pragurilor de pe cursurile superioare sunt de natură tectonică (în albia Putnei la altitudinea relativă de 272 m, în dreptul faliei direcţionale Rusca-Putna şi în albia pârâului Izvorul Giumalăului la altitudinea relativă de 185 m, în dreptul faliei direcţionale Crucea – Colbu), litologică (pragul de la 422 m alt. relativă de pe

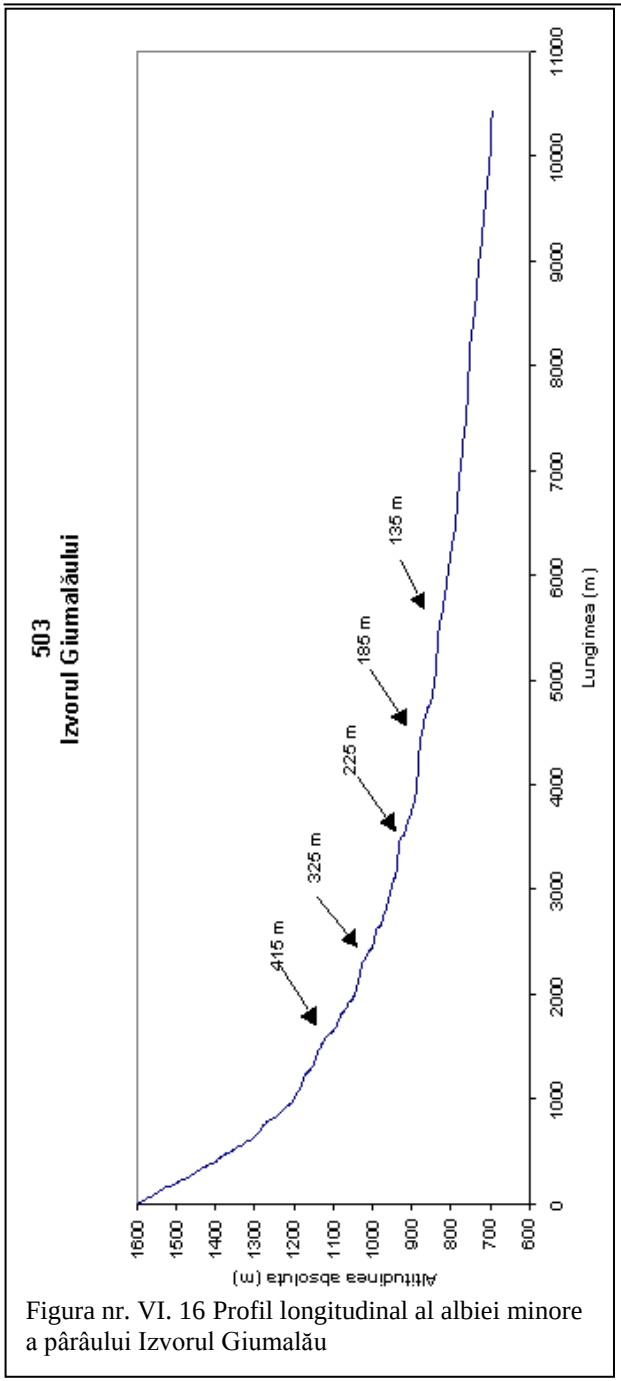


Figura nr. VI. 16 Profil longitudinal al albiei minore a pârâului Izvorul Giumalău

râul Putna format la traversarea gnaiselor porfiroide de Pietrosu, din fereastra tectonică a Putnei), aluvionară (formate în aval de confluenţe importante, cu aport masiv de aluviuni care duce la supraînălţarea albiei, de exemplu pragul situat în aval de confluenţa dintre Sterparul şi Sapele, 352 m altitudine relativă) sau datorită descreşterii altitudinii nivelului de bază local (pragul din albia Izvorului Giumalău situat la 135 m altitudine relativă).

În concluzie, în ceea ce priveşte pragurile, există o serie de diferenţieri de natură evolutivă între profilele albiilor minore ale afluenţilor Bistriţei faţă de cele ale afluenţilor Moldovei.

Pentru afluenţii Bistriţei se constată o relaţie evidentă între nivelurile inferioare ale pragurilor de pe afluenţii direcţi şi nivelurile de terase ale Bistriţei:

- discontinuităţile din albia minoră sunt repartizate pe toată lungimea profilului, cele mai evidente fiind în sectorul mijlociu şi inferior;
- pentru afluenţii de ordinul IV şi V factorul principal care a determinat apariţia pragurilor este variaţia nivelului de bază local, reprezentat de albia minoră a Bistriţei;
- odată cu micşorarea ordinului creşte rolul factorului geologic în geneza majorităţii ruperilor de pantă.

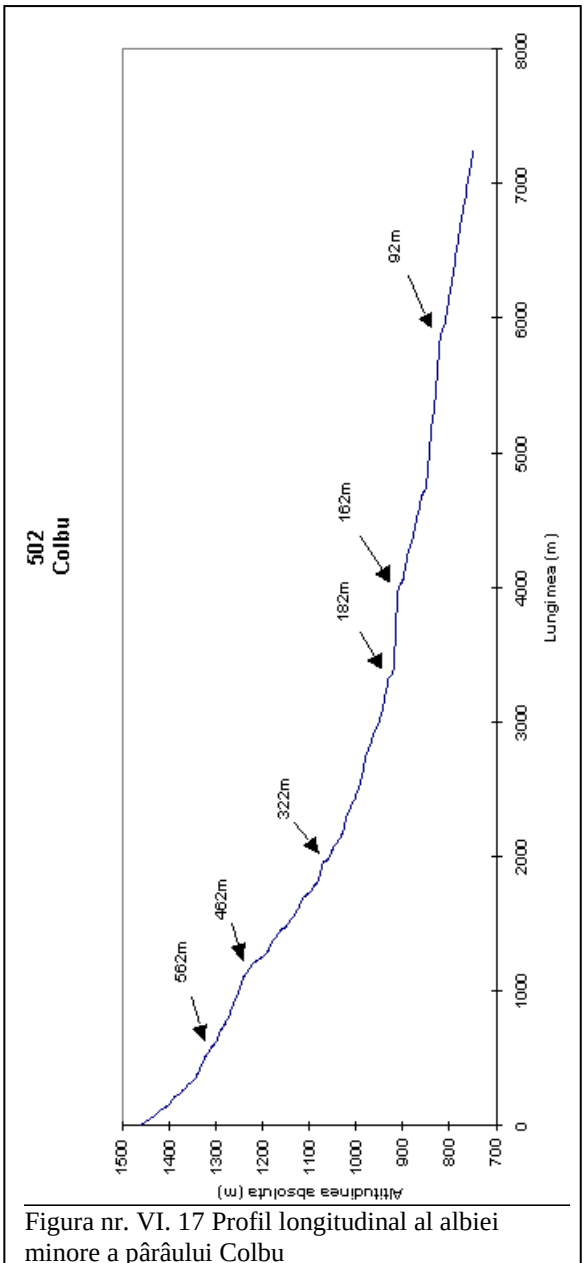


Figura nr. VI. 17 Profil longitudinal al albiei minore a pârâului Colbu

Pentru afluenţii Moldovei (Putna şi Izvorul Giumalăului) de ordinul V ruperile de pantă din albia minoră sunt caracteristice doar pentru cursurile superioare, profilele având o concavitate pronunţată, demonstrând o stare avansată de echilibru dinamic:

- pragurile nu sunt la fel de evidente ca în cazul celor aferente profilului de ordinul V al albiei pârâului Colbu, afluent al Bistriţei (Figura nr. VI. 17);
- factorii de control ai acestor praguri sunt cei legaţi de substratul geologic, fără a identifica o corespondenţă cu nivelurile de terase ale Moldovei.

4. 3. 2. Albiile majore şi terasele

Relieful fluvial, reprezentat de trepte de luncă şi terase s-a format ca urmare a interacţiunii unor factori endogeni şi exogeni. Dintre factorii endogeni, un rol extrem de important este atribuit mişcărilor de înălţare care acţionează diferenţiat, în funcţie de o serie de compartimente tectonice. Asociaţi acestor mişcări, putem menţiona o serie de alţi factori de influenţă locală cum ar fi asociaţiile petrografice şi structura geologică. Din categoria factorilor exogeni un rol important îl au condiţiile climatice şi oscilaţiile nivelului de bază local şi general. Nu în ultimul rând timpul, ca variabilă independentă, are rolul determinant în evoluţia geomorfologică. Toţi aceşti factori acţionează concomitent, în sensul evoluţiei profilului longitudinal al râului spre condiţia de „grade” (de echilibru).

În unitatea studiată, reţeaua de drenaj începe să schiţeze albii majore începând cu ordinele III - IV Strahler. Dezvoltarea acestora se face sub forma a două trepte 0,5 -

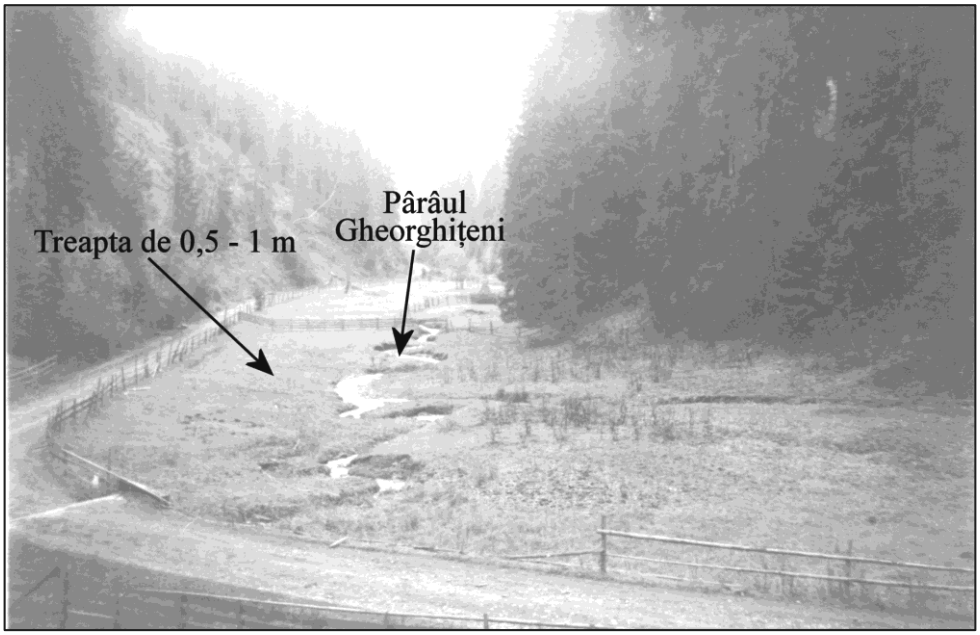


Figura nr. VI. 18 Valea pârâului Gheorghiţeni

1 şi 1 - 2 m care au un caracter secvenţial în funcţie de abaterea laterală a albiei minore. În zonele de confluenţă, lăţimea albiilor majore creşte datorită lărgirii văilor, însă, sub aspectul depozitelor, situaţia se complică prin existenţa conurilor active care parazitează treptele de luncă. În cele mai multe situaţii, în care văile se îngustează foarte mult, aceste trepte de luncă ce însoţesc albiile minore sunt utilizate pentru construcţia drumurilor forestiere (Chilia, Argestru, Rusca, Gheorghiţeni etc.).

În cadrul văii pârâului Puciosu, treapta de luncă de 0,5 - 1m însoţeşte albia minoră pe cursul mijlociu şi inferior până la confluenţa cu Bistriţa, având lăţimi de cca. 25 - 30 m. Albia minoră meandrează în cadrul acestei trepte constituită din material aluvionar grosier, acoperit cu un protosol aluvial cu grosime de până la 0,5 m. De o parte şi de alta a văii, la contactul cu materialul deluvio-proluvial de la baza versanţilor se regăsesc mici fragmente ale treptei de 1 - 2 m care are caracter îmbucat cu treapta inferioară.

Valea pârâului Fieru deţine la partea inferioară un depozit aluvionar în cadrul căruia s-au sculptat cele două trepte de luncă de 0,5 - 1 şi 1 - 2 m. Lăţimea medie a treptei de 0,5 - 1m este de cca. 15 – 20 m, comparativ cu treapta de 1 – 2 m a cărei dezvoltare nu depăşeşte 10 m lăţime şi apare izolat.

Albia minoră a pârâului Argestru este adâncită în treapta de 0,5 – 1 m care ocupă aproape în totalitate fundul văii cu lăţimi variabile cuprinse între 50 şi 100 m.

Pe cursul inferior, amonte de confluenţa cu Bistriţa sunt prezente şi fragmente din treapta de 1 - 2 m, ale căror dezvoltare este inferioară primei trepte. Cele două trepte de luncă secţionează conurile aluvio-proluviale ale afluenţilor fapt ce demonstrează vechimea mai mare a celor din urmă. Ca rezultat al lăţimii foarte mari a acestei trepte, dinamica albiei minore este extrem de avansată, cu posibilitatea migrării laterale a meandrelor, în special în timpul viiturilor, pe distanţe de până la 20 m. Podul treptei de 0,5 - 1 m este uşor vălurat, cu numeroase ochiuri mlăştinoase datorită drenajului deficitar. Peste pietrişul grosier din baza acestei trepte s-a format un protosol aluvial care deţine în masa sa numeroase fragmente lemnoase, rămase din timpul viiturilor.

Pârâul Chilia, comparativ cu Argestru, şi-a sculptat o vale mult mai îngustă pe fundul căreia se găseşte treapta de luncă de 0,5 - 1 m a cărei lăţime medie este de 10 – 15 m. Pe cursul inferior al văii există o microdepresiune de eroziune fluvială care s-a format pe fondul prezenţei în substrat a unor roci mai puţin rezistente la eroziune, (amfibolite, şisturi cloritoase) comparativ cu restul văii în care aflorează micaşisturi. În cadrul acestui sector treapta menţionată are lărgimea maximă de 60 m. La fel ca în alte situaţii şi în cazul acestei văi treapta de luncă ajustează partea inferioară a conurilor aluvio-proluviale construite de afluenţi.

Valea pârâului Gheorghiţeni are larg dezvoltată treapta de 0,5 - 1 m a cărei lăţime variază între 30 – 60 m. În cadrul acestui nivel albia minoră s-a adâncit, formând o serie de meandre ale căror amplitudine de dezvoltare nu depăşeşte 15 m (Figura nr. VI. 18). Lăţimea acestei trepte se reduce foarte mult pe cursul inferior, ajungând la 30 m, datorită îngustării văii din cauze litologice (traversarea bancului de calcar cristalin al pânzei prealpine de Rodna). La racordul cu versanţii văii, albia majoră este parazitată de un glacis coluvial de mici dimensiuni.

Rusca, afluent de ordinul IV al Bistriţei şi-a sculptat o vale cu versanţii puternic înclinaţi datorită prezenţei unor falii direcţionale şi rezistenţei mari a rocilor la eroziune. Fundul văii este colmatat de depozite aluviale cu grosime de până la 2 m, în cadrul cărora s-au format cele două trepte de luncă de 0,5 - 1 şi 1 – 2 m. Ca şi în cazul celorlalte văi prezentate, nivelul de 0,5 - 1 m este cel mai bine reprezentat, însoţind albia minoră încă de la formarea ordinului III.

Treapta de 1 – 2 (3) m apare fragmentar, aval de confluenţa cu pârâul Pietrăria, ocupând suprafeţe tot mai mari pe măsură ce valea se lărgeşte în cursul său inferior. Existenţa acestei trepte, ce se racordează cu versanţii văii prin intermediul unui glacis bine dezvoltat a permis construirea unor gospodării care s-au extins pe o distanţă de cca. 1,5 km amonte de confluenţa cu Bistriţa. Cele două trepte au un caracter îmbucat iar extinderea lor, de o parte şi de cealaltă a albiei minore, se află în concordanţă cu meandrarea râului, constatându-se o mai mare dezvoltare pe partea dreaptă.

Valea pârâului Colbu, deşi este de ordinul V nu se diferenţiază de ceilalţi afluenţi ai Bistriţei sub aspectul gradului de dezvoltare al albiei majore. Treapta de 0,5 – 1m însoţeşte albia minoră începând cu formarea ordinului III până la confluenţa cu Bistriţa. Pe cursul inferior, în apropierea confluenţei, datorită îngustării văii până la

Figura nr. VI. 19 Valea Putnei – sectorul inferior

formarea de chei în gnaisul porfiroid de Pietrosu, lăţimea acestei trepte este redusă până la dispariţie, albia minoră ocupând fundul văii. Cea mai amplă dezvoltare a albiei majore se află pe cursul mediu unde corespunde unor mici bazine de eroziune, lăţimea putând să înregistreze cca. 70 m. Intervenţia antropică asupra albiei majore este evidentă prin amenajarea unui drum forestier şi prin amplasarea unor halde de steril.

În bazinul hidrografic al Moldovei, cei doi afluenţi de dreapta care aparţin Masivului Giumalău respectiv Izvorul Giumalăului şi Putna prezintă albii majore mult mai dezvoltate decât în cazul afluenţilor Bistriţei, prezentaţi mai sus.

Pârâul Izvorul Giumalăului şi-a sculptat o vale a cărei lăţime în bază variază între 50 – 150 m. Albia minoră este însoţită de două trepte de luncă de 0,5 – 1 şi 1 – 3 m care apar îmbucat. Cel mai dezvoltat nivel este cel de 1 - 3 m având podul uşor vălurat şi lăţimi de până la 150 m, fapt ce a permis popularea acestei văi pe cca. 6 km lungime, amonte de confluenţa cu Moldova. Treapta de 0,5 - 1 m are o dezvoltare mai redusă (maxim 50 m lăţime) însoţind albia minoră în special în sectoarele mai înguste ale văii. Ambele trepte sunt parazitate, la contactul cu versanţii văii, de glacisuri de acumulare de mici dimensiuni. Totodată conurile aluvio-proluviale construite de afluenţii mai importanţi au frunţile ajustate de eroziunea fluvială exercitată de pârâu în timpul formării treptelor de luncă, fapt ce demonstrează vechimea mai mare a conurilor.

Valea Putnei, în sectorul superior până la confluenţa cu Putna Mică are un caracter transversal faţă de structura substratului geologic. Albia majoră este reprezentată de cele două trepte de 0,5 – 1 şi 1 – 3 m, având lăţimi de cca. 25 m, aval de confluenţa dintre pâraiele Sapele şi Sterparul. Spre aval, lăţimea acesteia creşte

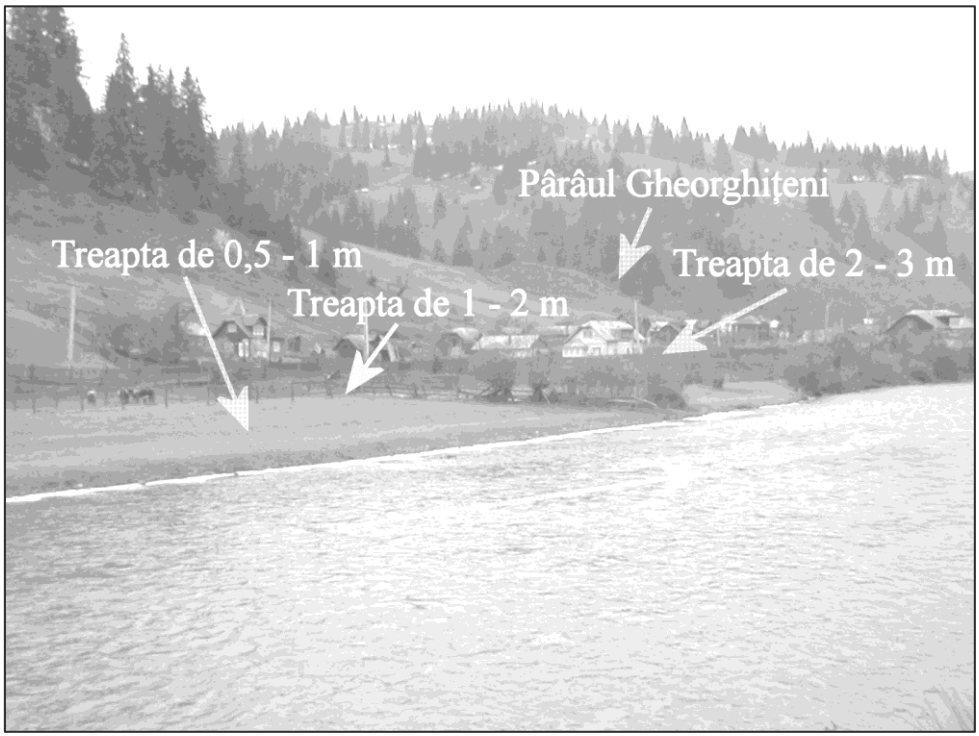


Figura nr. VI. 20 Valea Bistriţei în sectorul de la Gheorghiţeni

ajungând la 100 – 150 m în apropierea confluenţei cu Putna Mică, suprafaţa cea mai mare aparţinând treptei de 0,5 – 1 m. Podurile celor două trepte de luncă sunt slab vălurate iar frunţile mai puţin puse în evidenţă. Albia minoră are un traseu foarte apropiat de versantul stâng al văii fapt ce a determinat dezvoltarea amplă a albiei majore pe partea dreaptă a pârâului.

În sectorul longitudinal, între confluenţa cu Putna Mică şi confluenţa cu Putnişoara, albia majoră are lăţimi de până la 300 m. Lăţimea mare a albiei majore este efectul structurii substratului geologic al masivului. Dezvoltarea celor două trepte de luncă este influenţată de caracterul longitudinal sau transversal al văii. Astfel, s-a constatat că nivelul de 0,5 – 1 m este mult mai dezvoltat în sectoarele transversale comparativ cu nivelul de 1 - 3 m, care are o amplă dezvoltare în sectorul longitudinal. Prezenţa conurilor aluvio-proluviale cu dimensiuni apreciabile care parazitează cele două trepte demonstrează faptul că în prezent „competenţa” râului este subdimensionată faţă de valea largă pe care o străbate. Suprafaţa cea mai mare

aparţine treptei de 1 - 3 m pe podul căreia există o serie de denivelări datorate unor vechi albii părăsite sau conurilor ce o parazitează. Intervenţia antropică a dus la apariţia unor excavaţii în care au fost amenajate bazinele piscicole ale „Păstrăvăriei de la Valea Putnei" sau construcţia rambleului drumului forestier.

Valea transversală a Putnei din sectorul inferior se caracterizează printr-o dezvoltare accentuată a albiei majore în sectorul de confluenţă cu Putnişoara. Treapta de luncă de 0,5 – 1 m ocupă suprafeţe importante din cadrul fundului văii însoţind albia minoră a Putnei. Suprafaţa acesteia a fost puternic modificată antropic prin construcţia rambleului de cale ferată, înalt de până la 4 m, care a barat albia majoră a Putnişoarei precum şi prin construcţia rambleului de şosea dispus în lungul văii Putnei. Treapta de 1 – 3 m se păstrează fragmentar în zona de confluenţă situată între albiile Putnei şi Putnişoarei. Aval de confluenţă, valea Putnei începe să se îngusteze, albia majoră reprezentată prin treapta de 0,5 – 1 m ajungând la lăţimi de cca. 30 - 50 m, situaţie care se păstrează în aval, pe o distanţă de cca. 4 km până la confluenţa cu pârâul Frumos (Figura nr. VI. 19). Cea mai accentuată îngustare a văii are loc în sectorul de confluenţă a Timişului cu Putna. Cauzele sunt de natură litologică întrucât aici aflorează calcarele stratificate ale seriei de Ţibău care au favorizat apariţia sectorului de defileu. Din punct de vedere tectonic sectorul de vale luat în discuţie aparţine compartimentului de horst situat între faliile Rusca – Putna şi Crucea - Colbu. După confluenţa cu pârâul Frumos, datorită creşterii competenţei eroziunii fluviale, valea se lărgeşte treptat până la confluenţa cu Moldova în depresiunea de la Pojorîta. În acest compartiment, dezvoltarea cea mai amplă o are treapta de luncă de 1 – 3 m caracterizată printr-un grad înalt de antropizare (gospodării, rambleu de cale ferată şi şosea, halde de steril etc.).

Valea Bistriţei în sectorul aferent Masivului Giumalău şi-a format o serie de trepte de luncă şi terase bine dezvoltate. Un studiu amplu asupra teraselor văii Bistriţei a fost întocmit în anul 1968 de către I. Donisă. Anterior acestui studiu au existat câteva abordări secvenţiale ale teraselor Bistriţei din zona cristalino – mezozoică ce au aparţinut lui S. Athanasiu (1899), V. Mihăilescu (1944), C. Martiniuc, I. Donisă şi I. Hârjoabă (1962), I. Donisă (1964).

În cadrul analizei reliefului fluvial din unitatea studiată s-a avut în vedere abordarea treptelor de luncă şi teraselor de pe partea stângă a râului Bistriţa, în sectorul dintre confluenţa cu Puciosu şi cea cu Colbu. Măsurătorile executate în teren asupra nivelurilor de terasă au fost realizate utilizându-se un altimetru electronic cu eroare maximă de 1 m. Fragmentele de terasă cartate au fost încadrate nivelurilor propuse de I. Donisă (1968).

În acest sens au fost abordate trei trepte de luncă cu altitudini relative de 0,5 – 1, 1 – 2 şi 2 – 3 m, deasupra cărora se dezvoltă o serie de şapte terase ce se situează la altitudinile relative de 6 – 7 , 10 – 15, 20 – 25, 40 – 55, 65-70, 100 – 110 şi 140 – 150 m.

Treapta de luncă frecvent inundată cu altitudinea de 0,5 – 1 m însoţeşte albia minoră a Bistriţei, pe partea stângă, începând din aval de confluenţa cu Neagra Şarului

până la intrarea din amonte în defileul de la Zugreni (Figura nr. VI. 20). Depozitele aluviale sunt constituite din pietrişuri ce sunt acoperite de un protosol aluvial. Podul treptei de luncă este marcat de o serie de denivelări cauzate de vechi braţe părăsite.

Treapta 1 – 2 m altitudine relativă este şi ea frecvent inundată având în acest sector o dezvoltare mai amplă. Însoţeşte fără întrerupere, pe partea stângă, albia minoră a Bistriţei începând de la confluenţa cu Puciosu până în aval de confluenţa cu Dorna. Sub forma unor fragmente este întâlnită aval de confluenţa cu Neagra Şarului, aval de confluenţa cu Rusca şi în defileul de la Zugreni (Figura nr. VI. 21).

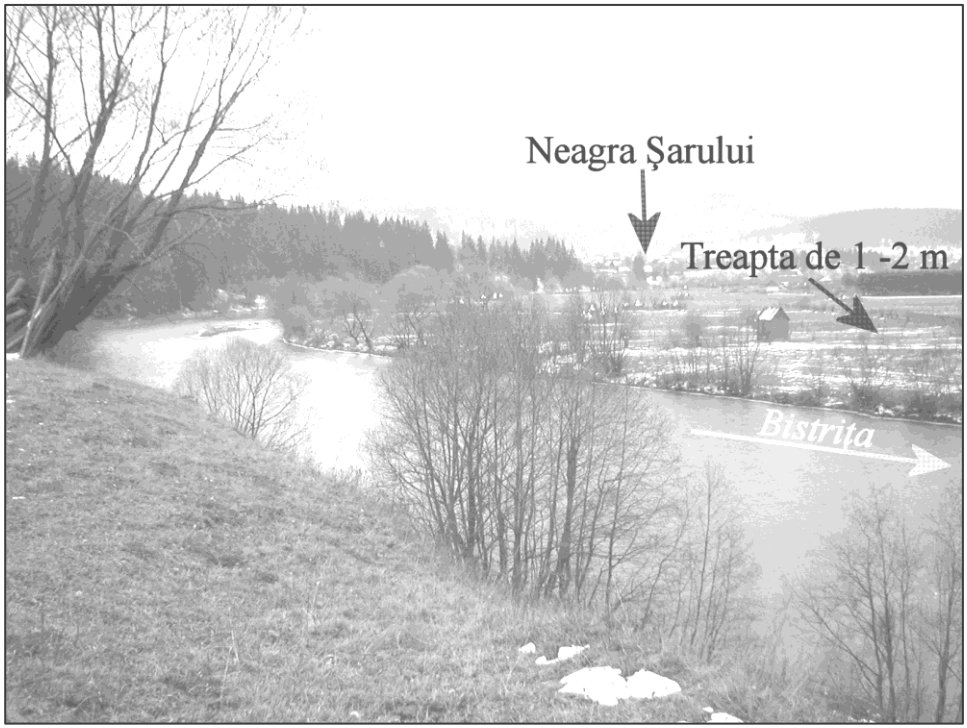


Figura nr. VI. 21 Valea Bistriţei aval de confluenţa cu Neagra Şarului

Depozitele aluviale ale acestei trepte sunt constituite din pietrişuri acoperite pe alocuri de un strat de nisip. În ambele situaţii podul are aspect uniform şi prezintă un protosol aluvial. Intervenţia antropică asupra acestui nivel este majoră în aval de oraşul Vatra Dornei unde a fost amenajată o rampă de gunoi cu o lungime de cca. 200 m şi o înălţime de până la 3 – 4 m.

Treapta de luncă de 2 – 3 (4) m este mai rar inundată, datorită perioadei mari de recurenţă a viiturilor majore. În cadrul sectorului cercetat aceasta are o amplă dezvoltare între confluenţa cu Neagra Şarului şi cea cu Rusca unde prezintă lăţimi de până la 700 m. Alte fragmente au fost identificate în sectorul de la confluenţa cu pârâul Călineşti. Depozitele aluviale sunt formate în bază din pietrişuri peste care se

află dispus un strat de nisip ce nu depăşeşte grosimea de 50 cm. La contactul cu versantul din spate se dezvoltă un glacis de acumulare.

Extinderea mare a acestei trepte de luncă pe stânga Bistriţei, în apropierea confluenţei cu pârâul Gheorghiţeni a favorizat construcţia unor gospodării, biserici şi chiar un cimitir (Figura nr . VI. 22), riscul la inundaţii fiind evident.

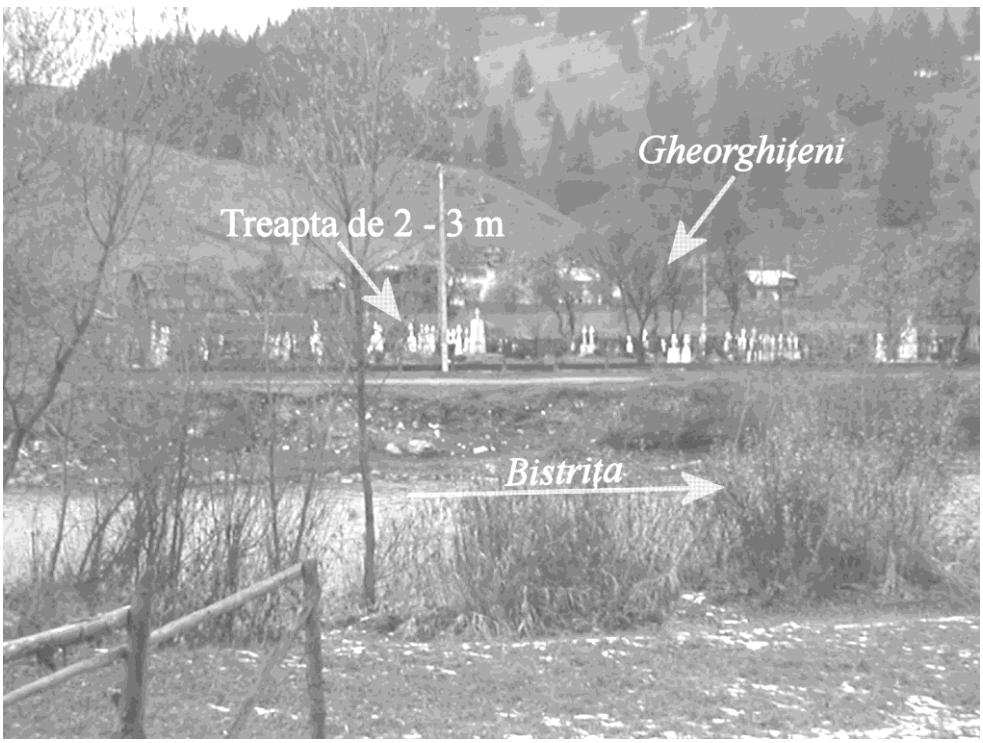


Figura nr. VI. 22 Valea Bistriţei în sectorul de la Gheorghiţeni

În legătură cu materialul aluvionar în care au fost sculptate cele trei trepte de luncă a fost emisă ipoteza că „aceste terase ar fi sculptate în aceeaşi pânză de aluviuni, considerând că a fost o fază de puternică aluvionare în timpul căreia fundul văii a fost tapisat cu un strat de prundişuri în grosime de 3 – 5 m. Ulterior, adâncirea ritmică a Bistriţei ar fi sculptat în aceste aluviuni cele trei terase de luncă" (C. Martiniuc, I. Donisă şi I. Hârjoabă, 1962).

Ulterior această ipoteză a fost uşor ajustată de către I. Donisă (1968) considerând că „treapta de 0,5 – 1 m este formată prin aluvionare recentă şi nu este sculptată în vechea pânză de aluviuni. Bineînţeles că şi treapta de 1 – 2 m este formată în bună parte din aluviuni mai noi, care s-au depus de altfel şi pe suprafaţa terasei de 2 – 3 m, cel puţin în sectoarele inundabile. În felul acesta terasele de luncă din acest sector nu trebuie privite ca fiind formate numai prin eroziunea în aluviunile ceva mai vechi care au acoperit fundul văii".

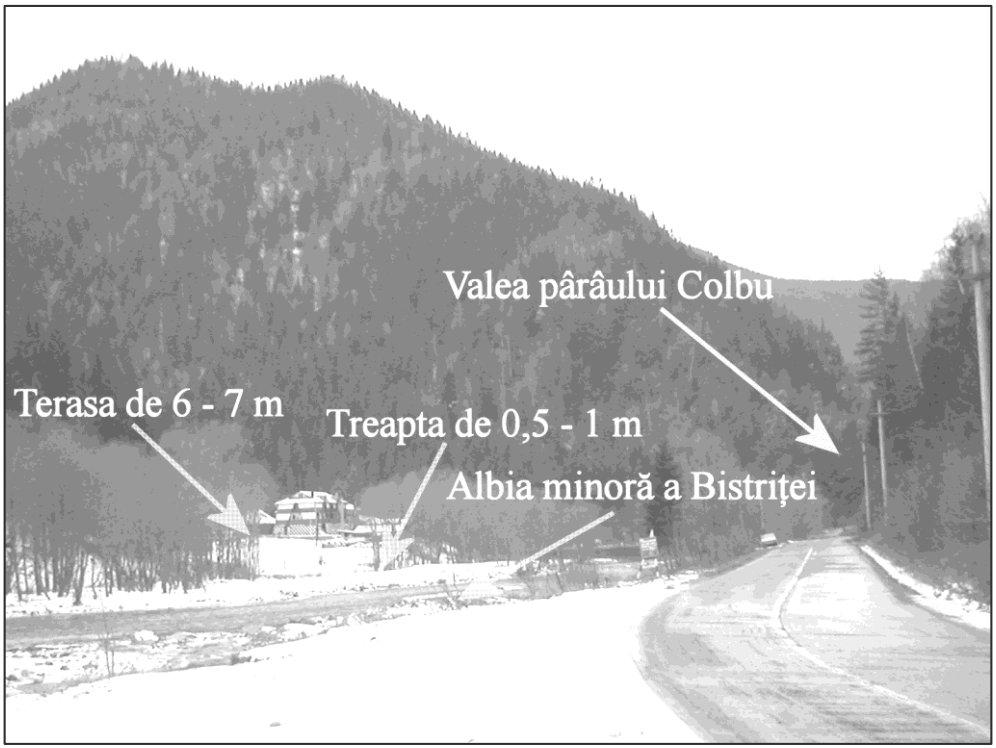


Figura nr. VI. 23 Valea Bistriţei în sectorul de la Zugreni

Având în vedere cele trei procese geomorfologice ale unei reţele hidrografice eroziune-transport-sedimentare care se produc concomitent este o ipoteză la care am aderat şi noi, cu menţiunea că treapta de 0,5 – 1 m a fost sculptată în mare parte în vechiul material aluvionar care a fost remaniat şi căruia i s-au adăugat aluviuni mai recente.

Referitor la vechimea acestor trepte de luncă, pe baza analizelor de turbă efectuate de E. Pop (1928 şi 1929) în zona de la Colăcelu (treapta de luncă de 2 – 3 m a râului Dorna), se poate trage concluzia că această treaptă era formată încă de la începutul holocenului. „ Am putea admite că, spre sfârşitul perioadei glaciare Wurm, văile Bistriţei şi Dornei din acest sector au fost umplute cu un strat de prundişuri de 3 – 4 m grosime, ca urmare a dezvoltării proceselor periglaciare care furnizau o mare cantitate de material grosier. În holocen râurile s-au adâncit în salturi, sculptând treptele de luncă" I. Donisă (1968). Astfel, se consideră că treapta de luncă de 2 – 3 m aparţine borealului uscat şi cald în timp ce treptele de 1 – 2 şi 0,5 – 1 m aparţin atlanticului umed – subborealul uscat respectiv subatlanticul umed – actual (C. Martiniuc, I. Donisă, I. Hârjoabă, 1962).

Terasa de 6 – 7 m a ieşit de sub influenţa inundaţiilor Bistriţei fapt ce-i conferă un statut diferit faţă de treptele mai joase, fiind încadrată de I. Donisă (1968) categoriei teraselor de versant. A fost identificată în defileul de la Zugreni, în faţa

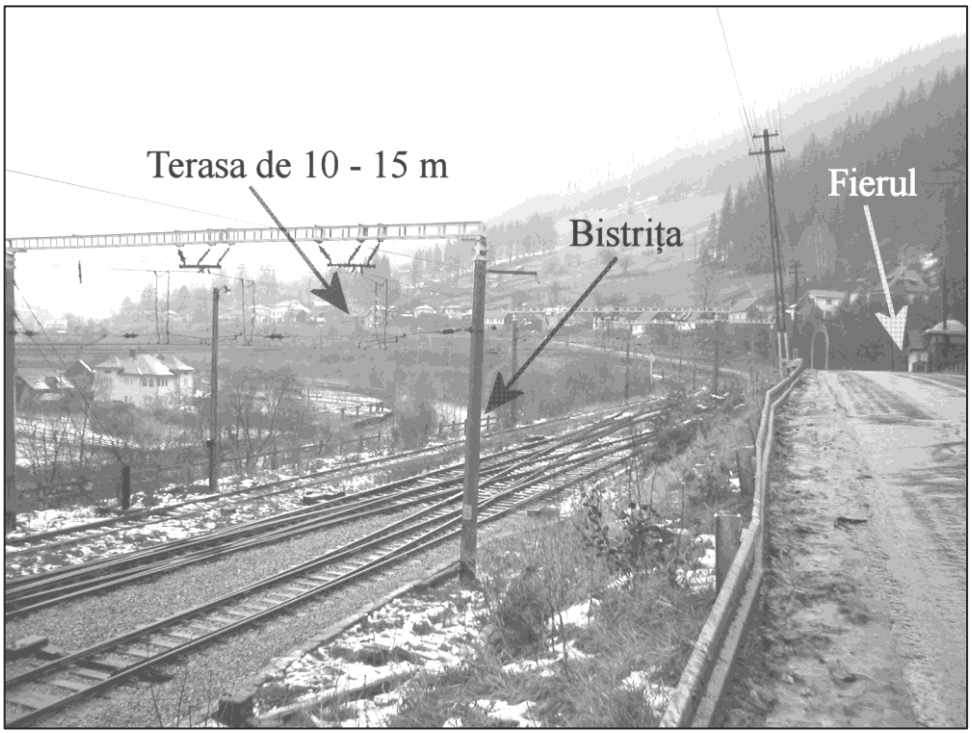


Figura nr. VI. 24 Valea Bistritei în sectorul de la Iacobeni

confluenţei cu pârâul Colbu. Are podul neted, bine dezvoltat pe depozite aluviale de tipul pietrişurilor (Figura nr. VI. 23). Intervenţia antropică asupra acestui fragment de terasă este amplă întrucât aici a fost construit complexul turistic de la Zugreni.

Terasa de 10 – 15 m s-a păstrat pe stânga albiei minore a Bistriţei sub forma unor fragmente ce aparţin Masivului Giumalău. Au fost identificate astfel de fragmente între confluenţa cu Puciosu şi confluenţa cu Fierul, la confluenţa cu pârâul Argestru, în zona confluenţei cu pârâul Chilia precum şi în aval de confluenţa cu Rusca (la Sunători), (Figura nr. VI. 24). Podul acestei terase este slab vălurat fiind constituit din cca 2 – 4 m de pietrişuri care se suprapun peste roca în loc. La contactul cu versanţii sau cu frunţile teraselor superioare, fragmentele terasei sunt parazitate de glacisuri. La Iacobeni, glacisul de contact cu versantul stâng al văii este foarte bine dezvoltat ajungând la grosimi de până la 10 m. Şi această terasă a suferit o serie de intervenţii antropice prin construcţia de locuinţe şi căi de comunicaţie.

Terasa de 20 – 25 m altitudine relativă apare sub formă de fragmente doar în apropierea confluenţei pârâului Chilia cu Bistriţa. A fost identificată şi analizată pentru prima dată de C. Martiniuc, I. Donisă şi I. Hârjoabă, (1962) care precizează că prezenţa andezitelor, în cadrul depozitelor aluviale, indică faptul că în această zonă, la nivelul terasei în discuţie, se realiza confluenţa Bistriţei cu Dorna. Peste roca în loc, constituită din micaşisturi se află dispus un strat de pietrişuri ce are o grosime de cca. 5 – 6 m. Deasupra pietrişurilor se găseşte un depozit de luturi nisipoase, de până la 10

Figura nr. VI. 25 Valea Bistriţei în sectorul de la Vatra Dornei

m grosime (I. Donisă, 1968). Depozitele aluviale se regăsesc în grosime apreciabilă (2 – 3 m) chiar şi în fruntea acestei terase puternic afectată antropic. La Vatra Dornei pe fruntea terasei a fost amenajat un cimitir (Figura nr. VI. 25).

Terasa de 40 – 55 m altitudine relativă se prezintă tot sub forma unor fragmente ce au dezvoltare apreciabilă între confluenţa cu Argestru şi confluenţa cu pârâul Chilia. De asemenea, acest nivel a fost identificat şi în amonte de confluenţa cu pârâul Argestru, pe o distanţă de cca. 2 km. În zona de confluenţă cu Argestrul podul acestei terase este parazitat de depozitele aluvio – proluviale ale unui vechi con format la debuşeul pârâului în Bistriţa. Continuitatea acestei terase pe stânga Bistriţei, până la Vatra Dornei este marcată de unele efilări întrerupte de zone de lărgire considerabilă de până la 50 m. La Vatra Dornei, pe un astfel de fragment a fost construit cartierul Bărnărel (Figura nr. VI. 26). Amonte de confluenţa Chiliei cu Bistriţa, fruntea acestei terase a fost ajustată în scopul construcţiei şoselei de centură a oraşului (Figura nr. VI. 27). Analiza acestei deschideri relevă faptul că peste roca în loc, constituită din micaşisturi, se găseşte o cuvertură de pietrişuri cu grosime de cca. 1 – 2 m peste care s-au depus cca. 3 – 4 m materiale mai fine (luto-nisipoase). Grosimea acestora creşte dinspre fruntea terasei spre ţâţână unde pot atinge 12 m.

În defileul de la Zugreni acest fragment de terasă se prezintă sub forma unei trepte sculptate pe pintenul ce coboară din Masivul Giumalău spre prima buclă de meandru încătuşat de la intrarea din amonte în defileu (Figura nr. VI. 28). Pe podul acestei trepte a existat un vechi drum de acces prin defileu, al cărui traseu a fost urmat de noi pe versantul stâng al Bistriţei, la altitudinea relativă de 40 – 45 m până la confluenţa cu pârâul Colbu (Figura nr. VI. 29). Construcţia acestui drum pe versantul

Figura nr. VI. 26 Valea Bistriţei în sectorul de la Vatra Dornei

abrupt din stânga Bistriţei a avut ca scop evitarea problemelor impuse de albia majoră la intrarea din amonte în defileu.

Terasa de 65 – 70 m altitudine relativă a fost identificată în sectorul luat în studiu tot sub formă de fragmente dispuse pe stânga Bistriţei, amonte de confluenţa cu Argestru, precum şi amonte de confluenţa cu Chilia. Acestea au podul uşor înclinat dinspre ţâţână spre frunte, datorită materialului coluvio-proluvial adus de pe versanţii din spate. Depozitele aluviale sunt constituite dintr-un pachet de pietrişuri de până la 10 m grosime peste care se găsesc stive de luturi nisipoase (I. Donisă, 1968). Acest nivel de terasă a fost identificat şi în defileul de la Zugreni, sculptat în acelaşi pinten unde apare nivelul de 40 – 55 m.

Terasa de 100 – 110 m altitudine relativă apare sub formă de fragmente, pe stânga Bistriţei amonte de confluenţa cu Argestru unde, peste roca în loc, sunt dispuse

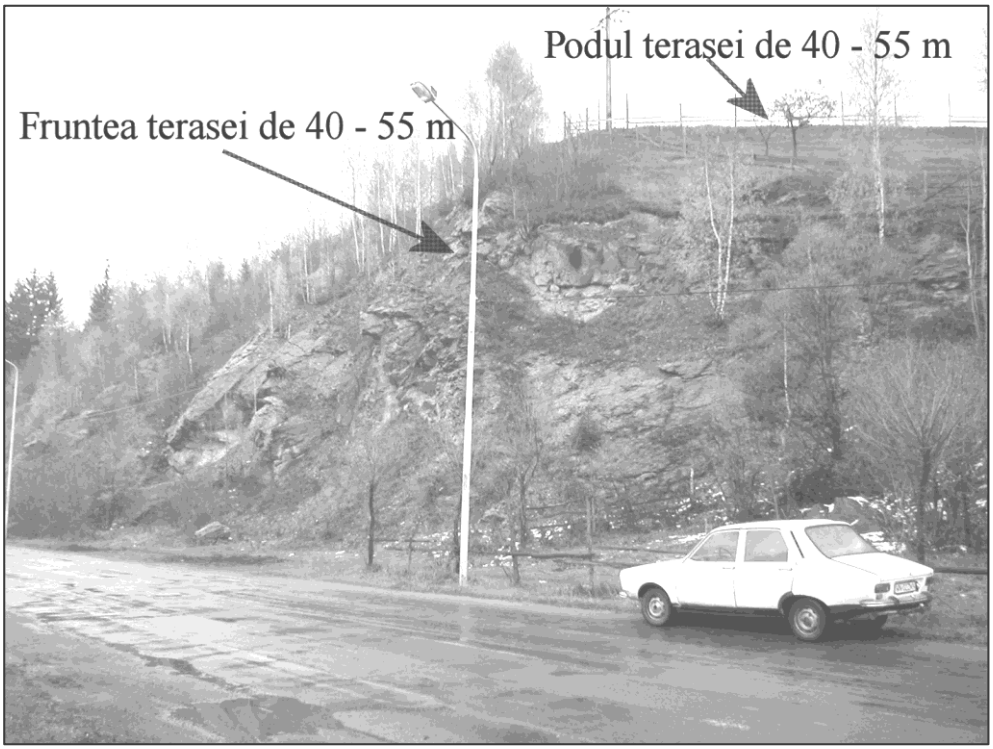


Figura nr. VI. 27 Valea Bistriţei în sectorul de la Vatra Dornei

pietrişuri peste care se suprapun depozitele ce aparţin unui glacis de acumulare. După definitivarea acestei terase, denudaţia a acţionat intens în sensul fragmentării şi remanierii depozitelor aluviale care, în mare parte, au fost înglobate glacisului care parazitează terasa inferioară. În acest mod, procesele geomorfologice care au acţionat asupra unor fragmente ale terasei au eliminat în totalitate depozitele aluviale conţinute, terasa rămânând prezentă în morfologie doar sub forma unor trepte de versant. Treptele ce apar pe versantul stâng al Bistriţei, în dreptul localităţii Vatra Dornei au fost interpretate ca fiind resturi ale unor terase de pe suprafaţa cărora eroziunea a îndepărtat pietrişurile (C. Martiniuc, I. Donisă şi I. Hârjoabă, 1962).

Terasa de 140 – 150 m altitudine relativă a fost identificată în acest sector doar sub forma unor tăpşane care apar pe stânga Bistriţei la Vatra Dornei (I. Donisă, (1968). Lăţimea podului, sculptat în roci metamorfice retezate indiferent de rezistenţa acestora la eroziune, variază între 50 – 80 m. Înclinarea dinspre ţâţână spre fruntea terasei este evidentă şi se datorează depozitelor deluviale care o acoperă.

Vârsta teraselor Bistriţei din acest sector poate fi considerată pleistocenă pentru nivelele de 6 – 7 , 10 – 15, 20 – 25, 40 – 55 şi 65 – 70 m şi pliocen superioară pentru nivelele de 100 – 110 şi 140 – 150 m (I. Donisă, 1968).

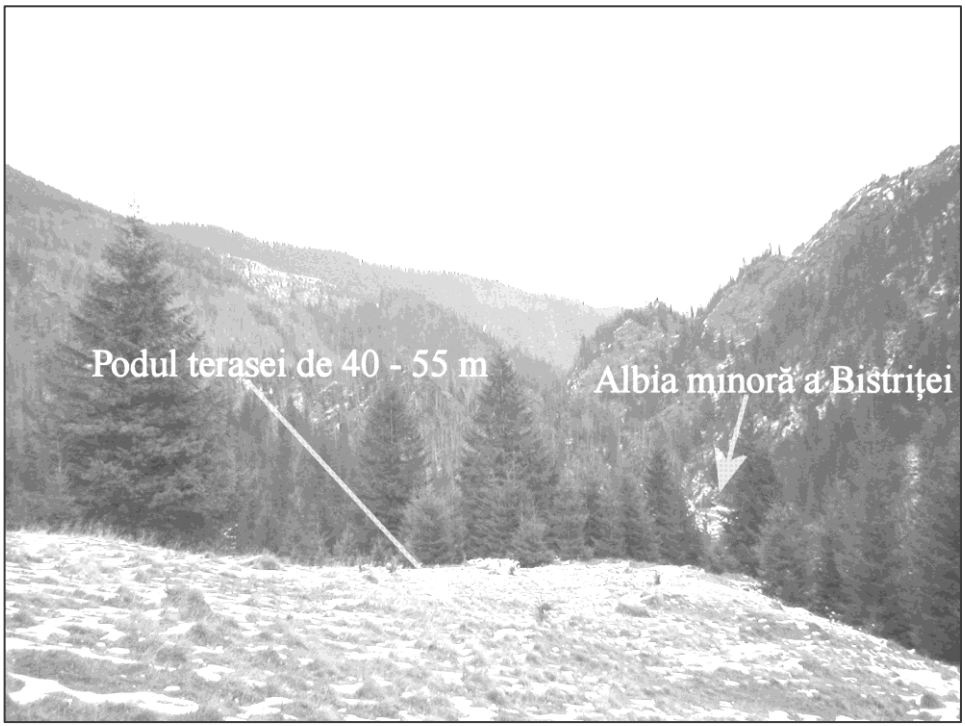


Figura nr. VI. 28 Valea Bistriţei în sectorul de la Zugreni

Valea Moldovei, în sectorul aferent Masivului Giumalău, prezintă o serie de trepte de luncă şi terase bine puse în evidenţă. Treapta de 0,5 – 1 m altitudine relativă însoţeşte albia minoră a Moldovei pe partea dreaptă, având lăţimi ce nu depăşesc 30 m. Din punct de vedere granulometric este alcătuită din galeţi bine rulaţi cu diametrul cuprins între 5 şi 30 cm, prinşi într-o matrice nisipo-lutoasă. La viituri, podul acestei trepte este inundat iar sedimentarea se realizează în special prin aport de material nisipo-lutos, modificând în permanenţă morfologia de amănunt. În profil transversal, se observă o descreştere a altitudinii podului spre contactul cu treapta superioară de 2 – 3 m unde se păstrează urmele unei vechi albii părăsite. S-au observat o serie de acumulări aluviale, în apropierea albiei minore ce au rolul de grinduri laterale constituite la partea superioară din material nisipo-lutos. Aluvionarea pe aceste grinduri este favorizată de existenţa unor tufe de salcie şi arin care se constituie în obstacole temporare în calea curenţilor fluviali din timpul viiturilor.

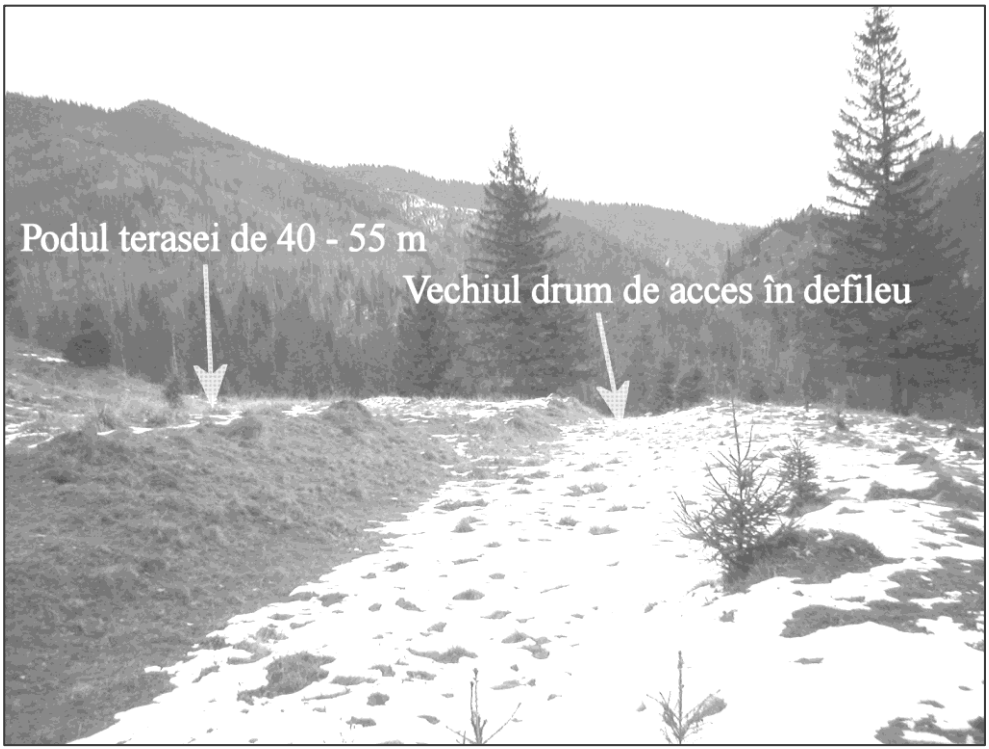


Figura nr. VI. 29 Valea Bistriţei în sectorul de la Zugreni

Treapta de 2 – 3 m altitudine relativă este larg dezvoltată (100 – 200 m) datorită abaterii laterale spre stânga a albiei minore a Moldovei. Cauzele care au determinat această abatere sunt datorate afluenţilor de dreapta, Putna şi Izvorul Giumalăului care aduc o cantitate însemnată de aluviuni ce sunt abandonate la gura de vărsare. În ultimul secol, construcţia rambleului şoselei ce face legătura dintre localităţile urbane Câmpulung Moldovenesc şi Vatra Dornei a dus la scoaterea întregii trepte de sub influenţa viiturilor râului Moldova. Plasarea acestui rambleu în lungul văii, între treptele de 0,5 – 1 şi 2 - 3 m a favorizat construcţia unor gospodării pe treapta din urmă, într-un perimetru care anterior era inundabil. Podul treptei este parazitat de conurile aluviale ale celor doi afluenţi având totodată, pe suprafaţa sa, urmele unor vechi albii părăsite. Această treaptă pătrunde pe văile celor doi afluenţi la altitudini relative de 1 – 2 m.

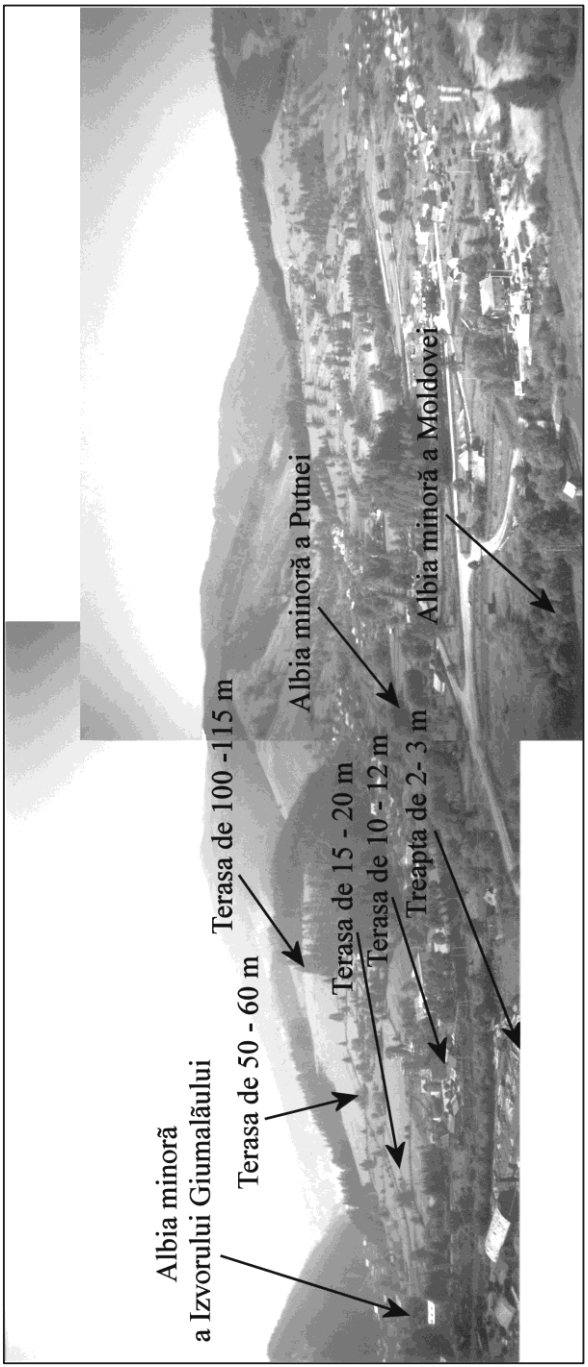


Figura nr. VI. 30 Valea Moldovei în sectorul de la Pojorîta

Terasa de 10 – 12 m altitudine relativă este bine dezvoltată în acest sector, având fruntea abruptă ce domină podul treptei de 2 – 3 m. Lărgimea podului variază între 50 – 100 m, fiind în întregime ocupat de gospodării. Pe cca. 200 m, fruntea acestei terase a fost ajustată antropic pentru amenajarea terasamentului căii ferate. Spre valea Putnei, acest nivel are caracter de terasă de confluenţă, trecând treptat spre nivelul de 2 – 3 m al treptei de luncă a Putnei.

Terasele de 15 – 16 m şi 18 – 20 m sunt trepte ce au fost detaşate în zona de confluenţă, de către Izvorul Giumalăului şi Putna, din terasa de 15 – 20 m a Moldovei. În aceste condiţii, aflându-ne în zona de confluenţă, altitudinea relativă faţă de talvegul văii Izvorul Giumalăului este de 4 – 5 m respectiv 7 – 9 m. Morfologia acestor două trepte de terasă denotă, cu precizie, faptul că au fost detaşate din terasa de 15 – 20 m a Moldovei de către Izvorul Giumalăului. La contactul cu fruntea terasei superioare de 50 – 60 m podul este puternic glacizat de un material coluvial.

Terasa de 50 – 60 m altitudine relativă faţă de Moldova are podul înclinat atât în direcţia frunţii cât şi în

direcţia de scurgere a pârâului Izvorul Giumalăului, fapt ce se datorează unei contribuţii a acestui afluent la modelarea terasei. Spre deosebire de celelalte poduri de terasă din acest sector, este puternic glacizată cu materiale lutoase care înglobează în masa lor şi material aluvial provenit de pe terasa de 115 m. Pe suprafaţa acestei terase au fost identificate o serie de tranşee care au contribuit la modificarea morfologiei de amănunt. Tot acţiunea antropică a determinat formarea unor ravene pe fruntea acestei terase cauzate de tăierea pădurii pe aliniamentul liniei de înaltă tensiune sau de drumurile de acces care au fost preluate de eroziunea în adâncime şi transformate în adevărate ravene. Trebuie remarcat faptul că această zonă de confluenţă se evidenţiază prin participarea celor doi afluenţi la definitivarea treptelor de terasă până la altitudinea de 50 - 60 m.

Terasa de 100 - 115 m altitudine relativă faţă de talvegul Moldovei, al cărei pod este cel mai bine dezvoltat, cu lăţimi de cca. 200 – 300 m nu mai prezintă urmele morfogenezei datorate celor doi afluenţi (Figura nr. VI. 30). În aceste condiţii orizontalitatea podului este evidentă cu uşoare denivelări cauzate de microrelieful de amănunt (monticulii datoraţi doborâturilor de arbori şi tranşee). Fragmentul acestei terase, situat între cei doi afluenţi, are corespondenţă şi în Obcina Mestecăniş, amonte de confluenţa cu Putna, şi în Masivul Rarău, aval de confluenţa cu Izvorul Giumalăului. Depozitele de terasă sunt constituite din pietrişuri peste care se află dispus un pachet de luturi cu grosime de 1 – 1,5 m. Faptul că acest fragment de terasă aparţine râului Moldova, este dovedit de prezenţa în constituţia materialului aluvial a galeţilor de gresie din flişul intern carpatic, provenit din bazinul superior al Moldovei. Mai mult de atât, au fost identificaţi şi galeţi de serpentinit proveniţi din Obcina Mestecănişului, din corpul de serpentinit de la Breaza (bazinul superior al Moldovei). Racordul acestui nivel de terasă cu nivelul inferior de 50 – 60 m se realizează printr-o frunte slab înclinată, prelungă, ale cărei depozite parazitează ţâţâna terasei inferioare.

Trebuie remarcat faptul că întregul sistem de terase, prezentat în acest sector, s-a păstrat ca urmare a retragerii laterale spre stânga (nord) a albiei minore a Moldovei. Abaterea laterală a acesteia, de la nivelul ţâţânii terasei de 100 – 115 m până la traseul actual al albiei minore însumează o distanţă de cca. 1 km.

Referitor la vârsta teraselor Moldovei, în cadrul cercetărilor efectuate asupra teraselor din Obcinele Bucovinei, N. Barbu (1976) este de părere că fazele de maximă aluvionare corespund perioadelor interperiglaciare.

Contrar acestei păreri I. Ichim (1979) argumentează că fazele de acumulare a depozitelor aluviale erau simultane cu o amplă dezvoltare a proceselor de mişcare în masă (periglaciar) iar detaşarea treptelor de terasă s-a produs în perioadele interperiglaciare

La rândul său C. Rusu (2002) este adeptul ipotezei propuse de I. Ichim (1979), stabilind vârsta terasei de 30 – 40 m a Moldovei ca aluvionată în periglaciarul Riss-Wurm iar detaşarea s-a realizat în Wurm 1 (W1).

Ţinând cont de faptul că sectorul de vale ce aparţine Moldovei, aferent Masivului Giumalău, ocupă o suprafaţă relativ restrânsă ce nu oferă elemente

concrete, necesare datării cu precizie a perioadelor în care s-au format terasele, credem că etapele pleistocene propuse de C. Rusu (2002) pentru formarea teraselor de 100 – 115 m (pleistocen inferior), 50 – 60 m (pleistocen mediu), 15 – 20 m (Wurm 2) şi 10 – 12 m (Wurm 3) sunt cele care, prin condiţiile pe care le ofereau, puteau să determine această evoluţie geomorfologică.

În ceea ce priveşte treptele de luncă de 2 – 3 şi 0,5 – 1 m aferente Moldovei şi văilor de ordinele III, IV şi V din Masivul Giumalău, majoritatea cercetătorilor sunt de părere că s-au format în timpul holocenului, treapta de 0,5 – 1 m aflându-se în prezent în plin stadiu de evoluţie.

4. 3. 3. Conurile aluviale

Din cartările geomorfologice efectuate pe teren a rezultat faptul că toate generaţiile de râuri prezintă, în zonele de confluenţe, conuri de acumulare. Astfel, încărcătura de aluviuni a unui râu este o funcţie a debitului lichid care, la rândul său, se află în corelaţie directă cu suprafaţa bazinului hidrografic. Un factor extrem de important al scurgerii de apă şi sediment în cadrul albiei minore îl reprezintă panta canalului de scurgere care este invers proporţională cu debitul râului. Astfel, s-a constatat că, de regulă, confluenţele de acelaşi ordin care se realizează sub un unghi mai mic de 45º nu formează conuri de acumulare evidente. Cercetările din teren demonstrează faptul că în situaţiile în care confluenţele se realizează sub unghiuri mai mari de 45º apar conuri aluviale ale căror dimensiuni sunt proporţionale cu debitele râurilor. La confluenţe de ordin egal mărimea unghiului de confluenţă este direct proporţională cu mărimea pragului ce apare în albia minoră a afluentului ce intră în confluenţă cu un râu care îşi păstrează direcţia de curgere. Această descreştere bruscă a pantei de scurgere (pragul) determină formarea conurilor de acumulare la confluenţe egale.

Cele mai frecvente schimbări de pantă în cadrul unei reţele de drenaj au loc la confluenţele inegale ca ordin. În aceste situaţii afluenţii inferiori ca ordin au tendinţa de a construi conuri aluviale.

Construcţia conurilor este influenţată şi de o serie de caracteristici locale ale văii de ordin superior. În acest sens s-a constatat că dimensiunea conurilor (direct proporţională cu debitul lichid) este influenţată de gradul de dezvoltare al albiei majore. Astfel, la confluenţa pârâului Gheorghiţeni cu Bistriţa s-a format un con aluvial de dimensiuni apreciabile (lungimea frunţii de cca. 300 m) care a favorizat instalarea pe suprafaţa sa a gospodăriilor satului cu acelaşi nume (Figura nr. VI. 31). Dezvoltarea acestui con a depins de lăţimea apreciabilă a treptelor de luncă de 1 – 2 şi 2 – 3 m ale Bistriţei.

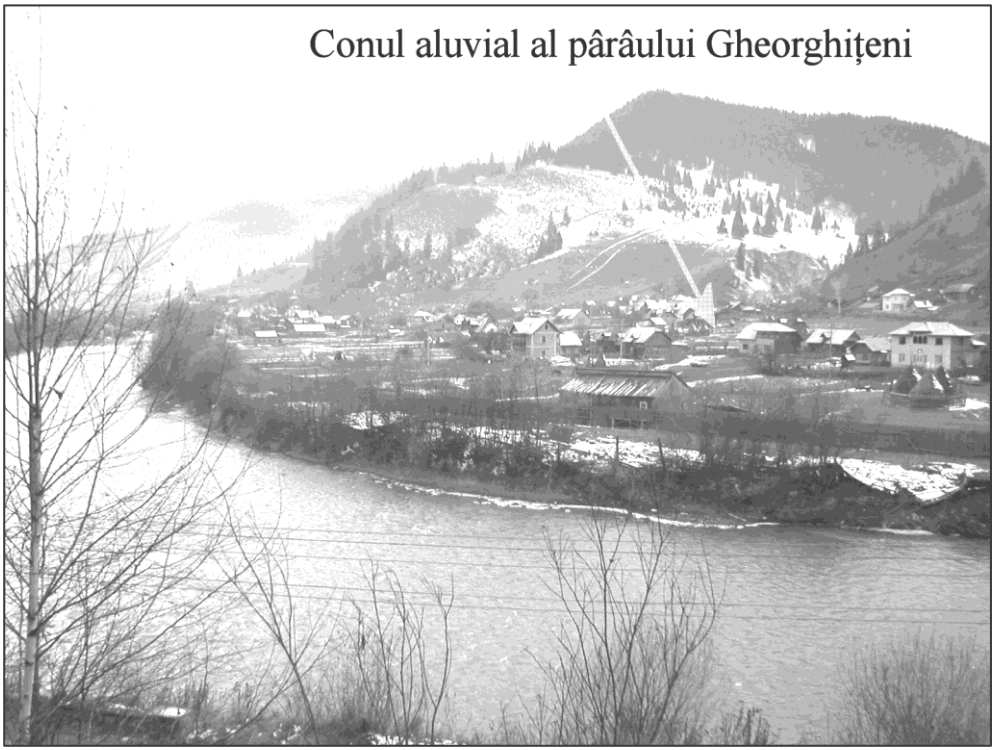


Figura nr. VI. 31 Valea Bistriţei în sectorul de la Gheorghiţeni

În sectorul defileului Bistriţei de la Zugreni se produce confluenţa pârâului Colbu cu Bistriţa. Comparativ cu suprafaţa bazinului hidrografic Gheorghiţeni, ordinul IV (cca. 8 km^2) bazinul hidrografic Colbu, de ordinul V, are o suprafaţă de cca. 20 km^2. În aceste condiţii ne-am fi aşteptat ca dimensiunile conului aluvial al pârâului Colbu să fie mai mari. Aici însă intervin factorii restrictivi locali care acţionează în zona de confluenţă. Astfel, albia minoră a Bistriţei formează apexul unui meandru încătuşat care, după treptele de luncă şi terasele formate pe partea dreaptă, are tendinţa abaterii laterale spre stânga. Acest fapt a determinat ca zona de confluenţă să fie în permanenţă afectată de eroziunea laterală a malului stâng al Bistriţei având drept consecinţă menţinerea unui con aluvial calibrat de lăţimea redusă a albiei majore a celor două râuri. Lungimea frunţii conului aluvial al pârâului Colbu este de cca. 25 m (Figura nr. VI. 32).

Tot datorită abaterii spre stânga a albiei minore a Bistriţei o situaţie asemănătoare este întâlnită la confluenţa pârâului Rusca unde lungimea frunţii conului format este de cca. 70 m (Figura nr. VI. 33), afluentul având o vale cu profil transversal mai larg decât în cazul văii Colbu.

Figura nr. VI. 32 Valea pârâului Colbu în sectorul de confluenţă cu Bistriţa

Şi cei doi afluenţi, Putna şi Izvorul Giumalăului, formează conuri aluviale ce parazitează terasele şi treptele de luncă ale Moldovei. Suprafeţele celor două conuri au declivităţi reduse, cuprinse între 3 - 5º iar lungimea frunţilor este de cca. 200 m pentru conul Putnei şi cca. 100 m pentru cel al Izvorului Giumalăului. Albiile minore ale celor două râuri s-au adâncit în aceste conuri care apar terasate în strânsă relaţie cu terasele de 18 – 20, 15 – 16, 10 – 12 şi 2 – 3 m ale Moldovei. Caracterul de întrepătrundere al materialului aluvionar aferent conurilor cu cel al teraselor Moldovei demonstrează faptul că evoluţia acestora a avut loc simultan cu formarea unor trepte de luncă. În conformitate cu adâncirea văii Moldovei, care avea drept consecinţă părăsirea vechilor trepte de luncă şi formarea altora la altitudini inferioare, acest nou nivel de bază local determina afluenţii să se adâncească şi să-şi recalibreze albia la altitudini mai mici. Procesul era urmat de abandonarea aluvionării exercitate la vechiul nivel al conului, adâncirea în cadrul acestuia şi începerea formării unei noi generaţii de conuri conforme cu noile generaţii de trepte de luncă. Astfel de conuri politerasate au fost identificate la debuşeul în valea Bistriţei a pâraielor Argestru şi Chilia unde parazitează terasa de 40 – 55 m precum şi podurile teraselor inferioare.

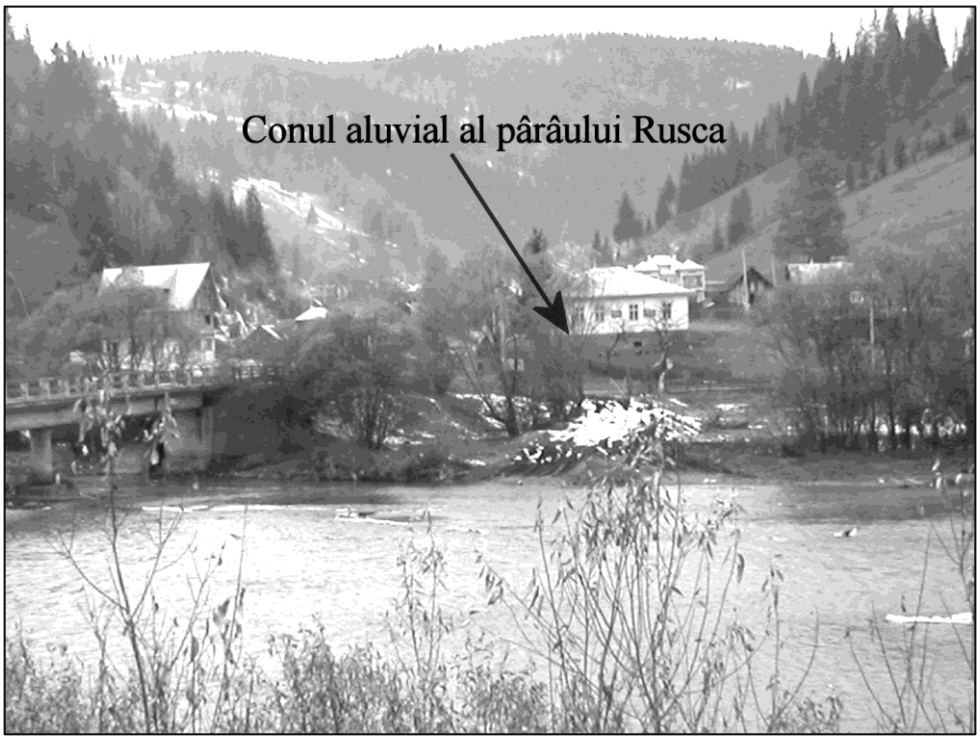


Figura nr. VI. 33 Valea Bistriţei în sectorul de la Rusca

Conuri de acumulare au fost identificate şi în cadrul reţelelor hidrografice de ordinele III, II şi I remarcându-se, totodată, faptul că pantele acestora cresc pe măsură ce ordinul văilor care le-au format se micşorează. În lungul văilor Puciosu, Argestru, Chilia, Rusca, Colbu, Izvorul Giumalăului, Putna etc. au fost cartate conuri de acumulare ce aparţin văilor de ordinul I, II şi III. Acestea au lungimi ale frunţilor cuprinse între 25 şi 100 m şi declivităţi cuprinse între 5 - 45º. Valorile maxime ale declivităţilor aparţin conurilor ce sau format la baza jgheaburilor de evacuare (ordinul I), constituite predominant din fragmente angulare de diferite dimensiuni, prinse într-o matrice nisipo-lutoasă (Figura nr. VI. 34). Majoritatea conurilor care parazitează treptele de luncă au frunţile ajustate de eroziunea laterală a râului colector astfel încât panta acestor frunţi depăşeşte frecvent 30º.

Din punct de vedere al materialelor din care sunt constituite conurile active, s-a observat o uşoară diferenţiere texturală între conurile formate de văile de ordinul I, cu material predominant grosier amestecat cu material lemnos şi cele formate de văile de ordinele III şi IV unde sedimentarea se produce întru-un facies ceva mai fin, cu fragmente subangulare şi angulare prinse într-o matrice nisipoasă.

Figura nr. VI. 34 Con proluvial de pe valea pârâului Colbu

4. 4. Relieful periglaciar

Geologul polonez Walery Lozinsky a folosit, pentru prima dată in 1909, noţiunea de periglaciar, pentru a desemna condiţiile morfogenetice existente în apropierea gheţarilor pleistoceni.

„În prezent, noţiunea a căpătat un conţinut mai complex şi se înţelege acel mediu natural în care acţiunea proceselor de îngheţ-dezgheţ este dominantă…… Trebuie precizat faptul că limita inferioară, din punct de vedere al regimului termic, pentru dezvoltarea proceselor periglaciare este considerată izoterma anuală de +3ºC, limită până la care se pot produce solifluxiunile" (Maria Rădoane şi colab., 2001).

Adoptarea acestui termen pentru relieful rezultat în urma proceselor geomorfologice actuale ce au loc în regiunile înalte din Carpaţii româneşti este privită cu rezervă de o serie de cercetători care consideră că este mai corectă denumirea de relief crionival, datorită caracterului sezonier al acestor procese. Denumirea de relief periglaciar este utilizată în majoritatea studiilor axate pe zonele subalpine şi alpine din Carpaţi, pentru relieful ce a luat naştere în Pleistocen.

În opinia noastră, dat fiind faptul că procesele geomorfologice de tip crionival, ce au acţionat din Holocen până în prezent, în continuitatea celor tipic periglaciare, au dus la evoluţia neîntreruptă a unor forme de relief relict din Pleistocen, considerăm adecvate noţiunile de procese periglaciare şi relief periglaciar.

În ţara noastră au existat numeroase preocupări asupra proceselor periglaciare, structurilor şi reliefului rezultat, menţionând printre primele o serie de abordări ale geologilor S. Athanasiu (1899) şi Gh. Murgoci (1900). Remarcabile au fost şi primele studii asupra periglaciarului de la noi din ţară întreprinse de geografii Em. De Martone (1906, 1926) şi V. Mihăilescu (1959). În a doua parte a secolului XX, numărul studiilor asupra periglaciarului a crescut foarte mult, cu importante contribuţii venind lucrările axate asupra unor unităţi fizico-geografice din Carpaţii româneşti.

Singurele referinţe asupra unor procese periglaciare care au avut loc în aria masivului Giumalău au fost elaborate de (I. Bojoi, 1978) care a studiat evoluţia unor văi asimetrice, sub acţiunea proceselor periglaciare.

În Pleistocen Masivul Giumalău a intrat în arealul fluctuaţiilor climatice induse de succesiunea perioadelor glaciare. Au fost găsite la Hoghiz o serie de dovezi ale prezenţei climatului rece în Güntz şi Mindel (Diaconeasa B. şi colab., 1971). Pentru perioadele Riss şi Würm, prezenţa climatului rece este atestată de elementele de morfologie glaciară din Munţii Rodnei, corelate cu o serie de analize palinologice care au determinat chiar o separare a Würm-ului în stadiale şi interstadiale (Pop Em. 1971).

Pe baza analizelor corelative dintre procesele periglaciare şi condiţiile climatice actuale au fost estimate condiţiile climatice de pe teritoriul României, din maximul glaciaţiei Würmiene, rezultând temperaturi medii anuale de cca. (–2) – (-

3º)C în aria extracarpatică (G. Maarlevald, 1976, *citat de* I. Ichim, 1980). Prin aplicarea aceleiaşi metode de determinare s-a stabilit că în aceeaşi perioadă (20 000 – 17 000 ani B.P.), temperatura medie anuală din aria carpatică înaltă era de cca. (-16) – (-18º)C (I. Ichim, 1980). Începând cu anul 17 000 B.P., temperaturile medii anuale de pe teritoriul ţării noastre au crescut treptat, fapt atestat de creşterea nivelului Mării Negre (între 17 000 şi 9 300 B.P. nivelul a crescut cu cca. 1cm/an), (Millamin şi Emery, 1969, citaţi de I. Ichim, 1980).

Aceste variaţii termice au continuat şi în Holocen, limita inferioară a proceselor periglaciare actuale din Masivul Giumalău fiind situată la altitudinea de cca 1400 m, căreia îi corespunde izoterma de +3ºC. Suprafaţa masivului, situată în interiorul izotermei de +3ºC (la peste 1400 m altitudine), totalizează cca. 12% din suprafaţa totală.

În unitatea studiată, odată cu creşterea valorilor temperaturii medii anuale, procesele geomorfologice tipic periglaciare şi-au restrâns treptat arealul de influenţă, trecând de la un caracter permanent spre unul de tip sezonier. Succesiunea perioadelor glaciare din Carpaţi a determinat o variaţie a intensităţii proceselor periglaciare ce se aflau în strânsă corelaţie cu condiţiile climatice. „Limitele etajelor morfogenetice coborând sau urcând după cum condiţiile climatice evoluau spre răcire sau ameliorare” (P. Urdea, 1992).

Poziţia Masivului Giumalău, în fâşia de pendulare a limitei permafrostului, deci a unor schimbări periodice ale intensităţii proceselor de dezagregare-alterare, a determinat formarea unor eluvii şi deluvii consistente ce minimalizează proprietăţile fizice ale rocilor din substrat, caracterizate de o mare eterogenitate.

Succesiunea şi amploarea procesului de îngheţ-dezgheţ care acţionează cu predilecţie în anotimpurile de tranziţie, toamna şi primăvara sunt atenuate în anotimpul de iarnă datorită stratului de zăpadă consistent care se menţine în medie de la începutul lunii noiembrie până la sfârşitul lunii aprilie. Totodată, datorită prezenţei stratului de zăpadă, s-a constatat că adâncimea la care se propagă îngheţul în sol nu depăşeşte 1m (studiile întreprinse în aria munţilor Hăghimaş de I. Bojoi (1966-1968), utilizând geoglaciometrul „Danilin”).

Perimetrele în care îngheţ-dezgheţul se manifestă cu intensitate pe toată perioada celor trei anotimpuri menţionate sunt cele reprezentate de abrupturile verticale, lipsite de vegetaţie şi sol, ale unor sectoare de văi sculptate în roci metamorfice (cuarţite, gnaise, paragnaise etc) şi sedimentare (calcare şi dolomite).

Pentru o mai clară evidenţiere a condiţiilor climatice actuale care favorizează o serie de procese periglaciare în masivul Giumalău vom prezenta datele climatice pentru staţiile Rarău (1536 m) şi Vatra Dornei (825 m). Temperatura medie a lunii ianuarie este de (–7ºC) la staţia Rarău şi (–7,2ºC) la Vatra Dornei, remarcându-se în cazul celei de a doua staţii frecvenţa mare a inversiunilor termice care anulează gradientul termic vertical specific zonei. Mediile lunii iulie sunt de (11,4ºC) la Rarău, respectiv (15,8ºC) la Vatra Dornei, temperaturile absolute pentru cele două staţii

putând oscila între (–28ºC) şi (29ºC) la Rarău respectiv (–36,5ºC) şi (34,6ºC) la Vatra Dornei.

În concluzie, amplitudinea termică absolută de cca. 71ºC înregistrată la periferia perimetrului luat în studiu, la altitudinea de 825 m, demonstrează amploarea variaţiilor termice de pe întreaga suprafaţă a masivului. Pentru altitudini de peste 1500 m, sunt caracteristice medii termice negative pentru un număr de cinci luni din an (din noiembrie până în martie inclusiv), cărora li se adaugă media termică a lunii aprilie ce depăşeşte cu puţin 0^0C. Cele şase luni reci ale anului favorizează desfăşurarea unor procese geomorfologice specifice zonelor periglaciare (dezagregare accentuată a rocilor, solifluxiuni etc.).

Receptivitatea substratului geologic şi a scoarţei de alterare la variaţiile termice diurne este influenţată, la nivel local, de o serie de factori: constituţia petrografică, geodeclivitate, orientarea versanţilor, grosimea stratului de zăpadă, vegetaţie etc. Formele de relief rezultate în urma acţiunii proceselor periglaciare din Pleistocen au fost parţial estompate de procesele geomorfologice care au urmat acestei perioade, remarcându-se în prezent un relief periglaciar sculptural şi un relief periglaciar acumulativ.

4. 4. 1. Relieful periglaciar sculptural

Abrupturile de gelifracţie

Gelifracţia a acţionat, cu intensitate maximă în Pleistocen, în special la nivelul versanţilor situaţi la altitudini mai mari de 750 m. Dezagregarea prin îngheţ-dezgheţ se manifesta cu intensităţi diferite în funcţie de altitudine şi expoziţia versanţilor, eficacitatea procesului fiind direct proporţională cu creşterea altitudinii şi orientarea versanţilor spre o componentă sudică, fapt ce permitea o însorire mai accentuată şi o amplitudine mai mare a ciclurilor gelive. Un alt factor extrem de important care a influenţat şi continuă să influenţeze rata de dezagregare este declivitatea versanţilor, constatându-se că intensitatea procesului este mai mare acolo unde, datorită pantei pronunţate, materialul rezultat este mai uşor antrenat spre baza versantului.

Indiferent care ar fi procesele geomorfologice ce favorizează transportul gelifractelor pe versant, deosebit de important este faptul că asociaţiile petrografice sunt influenţate de îngheţ-dezgheţ, fie prin contact direct cu atmosfera, fie prin intermediul unei cuverturi subţiri de materiale deluviale. Pe profilul versanţilor care au evoluat prin intermediul dezagregărilor intense se remarcă alternanţa sectoarelor cu declivităţi pronunţate, unde materialul deluvial este extrem de redus ca grosime sau inexistent, cu cea a sectoarelor cu declivităţi mai mici, situate în partea din aval a abrupturilor, caracterizate prin acumulări consistente de gelifracte (versanţii văilor Rusca, Sterparu, Sapelor, Colbu, Şurii, Chilia Mare, Chilia Mică etc.).

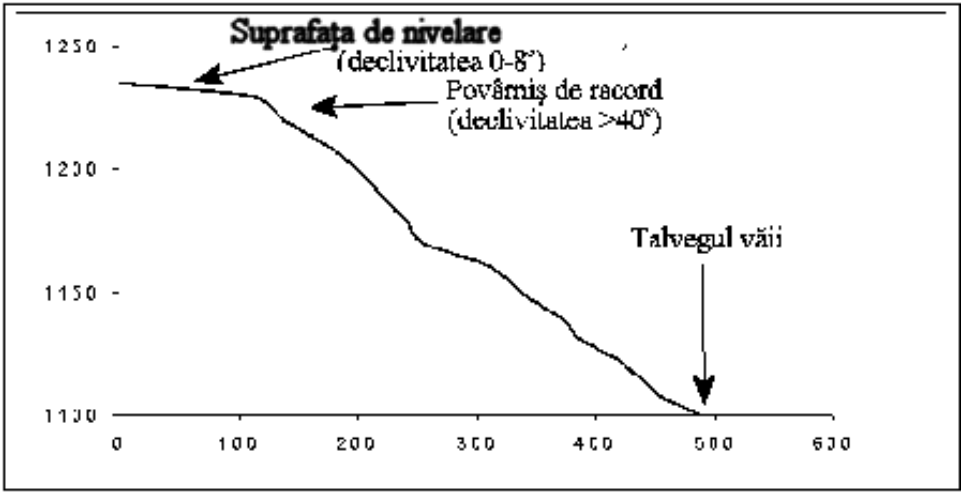


Figura nr. VII. 1

Poziţia abrupturilor de gelifracţie în cadrul profilului de versant este caracterizată de o stare de echilibru dinamic, acestea având tendinţa de retragere spre partea superioară a versantului. Un exemplu deosebit de elocvent, în acest sens, sunt abrupturile situate la partea superioară a versanţilor ce mărginesc suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor (Cerbul), (Figura nr. VII. 1).

În culmea Giumalău-Alunu, retragerea abrupturilor de gelifracţie spre partea superioară a versanţilor a determinat, în anumite cazuri, apariţia unor sectoare de culme ascuţită, presărate cu o serie de fragmente izolate de roci metamorfice (Ex. sectorul de culme dintre Vf. Giumalău şi Vf. Chiliei).

Aceleaşi procese periglaciare au influenţat evoluţia interfluviilor de tip contrafort care, în urma intersectării abrupturilor de gelifracţie, prezintă profile longitudinale cu frecvente rupturi de pantă (intrefluviile Colbu-Călineşti, Călineşti-Arseneasa, Arseneasa-Bistriţa, interfluviile ce se ramifică radiar dinspre vârful Giumalău spre bazinele hidrografice ale pâraielor Colbu, Sterparul, Şurii etc).

Măsurătorile actuale, elaborate în zone tipic periglaciare indică o rată a retragerii abrupturilor de gelifracţie de cca. 0,7 – 1 mm/an, cu o medie de 0,3 - 0,6 mm/an (Maria Rădoane şi colab., 2001). Fără a dispune de măsurători directe asupra ritmului actual de retragere al abrupturilor de gelifracţie din aria luată în studiu, se poate aprecia că acesta a variat ca intensitate din Pleistocen până în prezent în strânsă corelaţie cu schimbările climatice. Având în vedere condiţiile climatice din perioada contemporană în prezent ritmul de retragere se situează mult sub valoarea medie mondială.

Martorii reziduali de gelifracţie

Martorii de gelifracţie sunt constituiţi, în majoritatea cazurilor, din roci metamorfice (cu mici excepţii şi din roci sedimentare de tipul calcarelor şi dolomitelor), fiind răspândiţi pe suprafaţa actuală a versanţilor sau pe anumite interfluvii. Cei dispuşi pe versanţi sunt fragmente reziduale care, în cele mai multe dintre situaţii, fac corp comun cu aceştia. Partea frontală, orientată spre aval, prezintă declivităţi ce se apropie de verticală şi diferenţe de nivel ce pot să atingă cca. 20 m (versantul stâng al văii Sterparului din roci metamorfice, versantul stâng al văii

Figura nr. VII. 2 Versant al văii pârâului Sterparul

Timişului amonte de confluenţa cu Putna, din calcare şi dolomite). Majoritatea abrupturilor au diferenţe de nivel ce se situează între 3 – 5 m (Figura nr. VII. 2).

Din multitudinea de forme în plan sub care pot să apară astfel de martori se detaşează cele alungite, care au axa mare dispusă paralel sau în diagonală faţă de axul văii (versanţii de pe stânga Putnei Mici şi a pârâului Ciungilor Stâng). Un rol important îl deţine şi constituţia litologică de amănunt, detaşându-se în acest sens rezistenţa mai mare a cuarţitelor care sunt prinse în masa şisturilor sericitoase sau clorito-sericitoase (versanţii din apropierea confluenţei văilor Chilia Mare cu Chilia Mică din bazinul hidrografic Izvorul Giumalăului) dar şi a gnaisului porfiroid de Pietrosu Bistriţei (versanţii din defileul Bistriţei de la Zugreni şi din bazinul hidrografic Sterparul).

Partea superioară a martorilor reziduali de gelifracţie este acoperită de vegetaţie ierboasă sau forestieră, aceasta participând, prin presiunile exercitate de sistemul radicular asupra diaclazelor, la accelerarea dezagregărilor produse prin procesul de îngheţ-dezgheţ.

Martorii reziduali dispuşi pe versanţii care în prezent aparţin etajului forestier sunt puternic diaclazaţi având, la baza pereţilor verticali, grohotiş stabilizat încastrat în matricea deluvială. Cei situaţi pe versanţii din etajul alpin prezintă, la baza pereţilor verticali, două generaţii de fragmente de grohotiş. Cea mai veche este constituită din fragmente de mari dimensiuni, cu laturile de 0,30 - 1,5 m, care parţial sunt prinse în masa deluvială şi stabilizate şi generaţia mai recentă, cu fragmente de mai mici dimensiuni 0,20 - 0,40 m, nestabilizate sau parţial stabilizate.

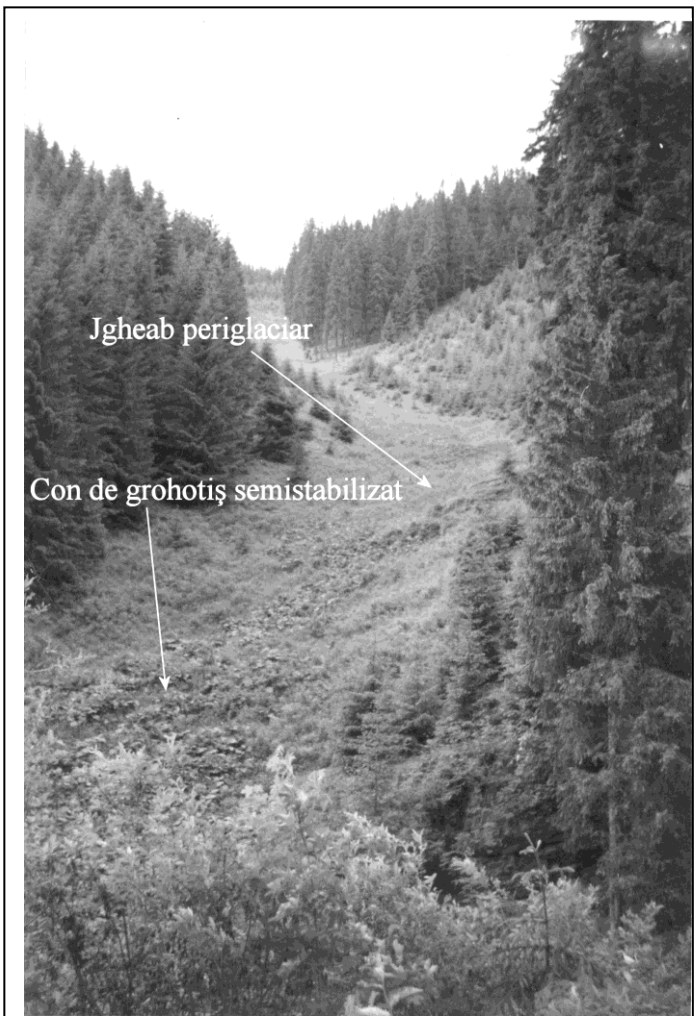


Figura nr. VII. 3 Versant al văii pârâului Rusca

Apariţia martorilor de gelifracţie pe culmile interfluviale Giumalău-Alunu, Corhana Gheorghiţeni, Piciorul Văcăriei, etc. a fost favorizată de condiţiile structural-litologice locale, prezentându-se sub forma unor înălţimi izolate ce au la baza versanţilor trene de grohotiş stabilizat sau parţial stabilizat. Existenţa grohotişurilor este dovada evoluţiei prin intermediul gelifracţiei proces care a fost amplificat şi de alte manifestări ale agenţilor de modelare externi.

Jgheaburile periglaciare

În pleistocen, unitatea studiată se afla în aria unor intense procese periglaciare care furnizau o cantitate impresionantă de gelifracte. Acestea erau evacuate spre baza versanţilor prin întermediul unor jgheaburi care aveau traiectoriile cele mai scurte pe linia de maximă declivitate a versanţilor. Apariţia acestora a fost influenţată de o serie de particularităţi ale substratului geologic, cum ar fi prezenţa unor diaclaze sau orientarea feţelor de stratificaţie. Cea mai mare parte a acestor formaţiuni sunt, în prezent, inactive sau cu activitate redusă, unele dintre ele fiind preluate şi modelate de torenţi care au caracter intermitent funcţionând, cu precădere, în urma unor ploi torenţiale.

Pe lângă procesele intense de gelifracţie care acţionau în aria acestor jgheaburi un rol important la avut acţiunea de eroziune, exercitată de materialele de gelifracţie care le tranzitau printr-o deplasare congelifluidală spre baza versanţilor.

Dimensiunile acestor jgheaburi sunt în strânsă corelaţie cu lungimea versanţilor pe care s-au format. Din punct de vedere al lungimii, acestea pot avea până în 400 m, cu diferenţe de nivel cuprinse între 100 şi 300 m, partea superioară putând corespunde cu cea a interfluviilor sau cu treimea superioară a versanţilor. Profilul transversal al acestor formaţiuni este tipic în formă de „U”, cu fundul plat sau uşor rotunjit, al cărei lăţime este de până la 30 m (Figura nr. VII. 3).

Jgheaburile periglaciare pot înregistra lăţimi, la nivelul versanţilor, de până la 100 m, cu frecvenţă maximă a lăţimilor cuprinse între 30 – 50 m şi adâncimi de până la 20 m.

Din punct de vedere al depozitelor deluviale, specifice acestor formaţiuni, se poate preciza faptul că grosimea acestora creşte dinspre flancuri şi partea superioară (0,5 – 1 m) spre fundul şi partea inferioară a jgheaburilor (1 – 3 m).

După forma în plan se detaşează tipul rectiliniu care este specific majorităţii formaţiunilor, cu precizarea că se diferenţiază două subtipuri, unul orientat perpendicular pe axul văii (versanţii fiind „brăzdaţi” de o reţea aproximativ paralelă) şi celălalt, dezvoltat sub influenţa unor falii sau diaclaze, cu un caracter oblic faţă de axul văii.

Cel de-al doilea tip prezintă una sau două „confluenţe”, cu aspect dendritic, dispuse sub unghiuri ascuţite cu valoare mică. Astfel de cazuri au fost identificate pe versantul stâng al pârâului Sterparul amonte de confluenţa cu pârâul Sapelor. Extremităţile inferioare ale jgheaburilor periglaciare prezintă conuri de grohotiş stabilizat prin vegetaţie forestieră sau ierboasă. Dimensiunile acestora sunt în corelaţie directă cu cele ale jgheaburilor (Figura nr. VII 4). Un rol secundar în formarea jgheaburilor din zona alpină a masivului l-au indus deplasările bruşte de zăpadă sub forma avalanşelor. Acestea s-au manifestat şi se manifestă aleatoriu şi în perioada contemporană în principal în zona vârfului Giumalău. S-a putut remarca astfel, formarea în anotimpul de iarnă, pe versantul cu expoziţie estică a vârfului Giumalău, a

Figura nr. VII. 4 Versantul sud-vestic al vârfului Giumalău

unor cornişe de zăpadă cu înălţimi ce pot depăşi 7 m. Poziţia cornişelor este dată de direcţia dominantă de deplasare a vântului (vest şi nord-vest) care spulberă zăpada de pe partea superioară a culmii Giumalău-Alunu, depozitând-o la marginea estică a acesteia. În luna februarie a anului 2003 a fost observată o astfel de cornişă, ce depăşea 5 m în înălţime. Zonele de acumulare a zăpezii în cornişe se continuă în aval prin culoare periglaciare care pătrund în etajul forestier, coborând până la altitudinea de cca. 1650 m, de unde se transformă în văi fluviale cu drenaj permanent, apa provenind dintr-o serie de izvoare cu debit bogat.

Trebuie menţionat faptul că pe lângă procesele geomorfologice de tip periglaciar care au dus la formarea acestor formaţiuni, în perioada postpleistocenă au acţionat şi procesele fluvio-torenţiale.

Semipâlnii de solifluxiune

Au aspectul unor pâlnii poziţionate cu gâtul în jos, la partea superioară a unor văi elementare. În funcţie de morfologia preexistentă a versantului au evoluat spre un profil simetric sau asimetric. După poziţia în cadrul versanţilor acestea s-au dezvoltat cu precădere în partea superioară a acestora, printr-o serie de procese periglaciare de tipul gelifracţiei, solifluxiunii, nivaţiei şi acţiunii avalanşelor. În aria cercetată au fost observate astfel de formaţiuni la altitudini cuprinse între 1000 şi 1800 m. Versanţii semipâlniilor prezintă declivităţi de peste 40º, având un aspect uniform (fără ruperi de

pantă). Diametrul acestor formaţiuni variază între 50 şi 250 m. Materialul deluvial, provenit de pe versanţi, ajunge la partea inferioară a pâlniei sub acţiunea gravitaţiei prin solifluxiune şi rostogolire, la care se asociază o serie de procese de eroziune areolară datorate apelor de topire a zăpezii şi pluviale urmând să fie evacuat prin intermediul văii elementare, cu care se continuă în aval. Astfel de forme de relief sunt prezente la marginea fragmentelor suprafeţei de nivelare Poiana Ciungilor, precum şi pe versanţii culmii Giumalău-Alunu.

În anumite situaţii, cum este cazul semipâlniei dezvoltată la partea superioară a pârâului Sterparul, pe versantul vestic al vârfului Giumalău, la altitudinea de cca. 1700 – 1800 m, acestea prezintă, la partea inferioară, un aspect aplatizat determinat de o importantă acumulare de material deluvial. Acumularea are un aspect uşor bombat cu înclinare spre aval. Aspectul bombat este dat de evoluţia postpleistocenă a acestor formaţiuni când, treptat, intensitatea proceselor periglaciare a scăzut iar cantitatea de material provenită de pe versanţii pâlniei s-a redus. Creşterea treptată a importanţei proceselor pluvio-torenţiale, de la nivelul versanţilor semipâlniei, a determinat, la contactul acestora cu acumularea de material deluvial din bază, o adâncire prin eroziune, formându-se astfel un drenaj inelar iar baza pâlniei căpătând un aspect bombat.

Trebuie menţionat faptul că menţinerea în loc a materialului acumulat la baza pâlniei se datoreşte în principal competenţei scăzute a văii elementare care continuă spre aval. Spre deosebire de acestea, văile elementare care s-au adâncit şi au pătruns regresiv spre baza pâlniilor au evacuat cea mai mare parte a materialului de aici contribuind la adâncirea şi evoluţia lor.

Nişele de nivaţie

Nivaţia este un proces caracteristic ariilor montane, manifestat prin acţiunea zăpezii asupra reliefului preexistent, prin efectul combinat al eroziunii mecanice, chimice, transportului şi acumulării. Procesele de nivaţie sunt însoţite de cele de gelifracţie care acţionează în principal asupra pereţilor nişei. Ca urmare a acestor procese se formează, la partea superioară a interfluviilor, o serie de scobituri alungite, uneori semicirculare, dispuse paralel sau în poziţie oblică faţă de culme.

Procesele periglaciare care au determinat formarea şi evoluţia nişelor de nivaţie în Pleistocen au continuat să se manifeste şi în perioada postpleistocenă, iarna şi în anotimpurile de tranziţie, prin stagnarea prelungită a zăpezii în excavaţiile acestora. Cele mai tipice forme de relief de acest fel sunt prezente în cadrul culmii Giumalău-Alunu.

Au fost identificate şi o serie de nişe cu formă aproximativ circulară. În această categorie se încadrează nişa de nivaţie din culmea Timişului, la nord de vârful Alunu, sculptată pe versantul vestic, la altitudinea de cca. 1480 m. Fundul acesteia este căptuşit cu material luto-argilos, rezultat din aportul de material fin de pe versantul din spate şi din alterarea in situ a depozitelor grosiere de gelifracţie (şisturi sericitoase,

grafitoase etc). Remarcabil este faptul că aici s-a format un lac permanent (aparţine categoriei lacurilor de nişă de nivaţie) cu diametrul luciului de apă de cca. 15 m şi adâncimea de sub 1 m.

O categorie aparte o constituie *ulucele de nivaţie* (scochine) cu dezvoltare amplă la nivelul culmii Giumalău-Alunu, la peste 1600 m. Astfel de forme de relief au fost identificate şi în Masivul Rarău în culmile Gura Plaiului şi Obcina Florească, la altitudini cuprinse între 1250 – 1350 m (C. Rusu, 2002).

Au un caracter longitudinal sau uşor oblic faţă de cumpăna de ape a

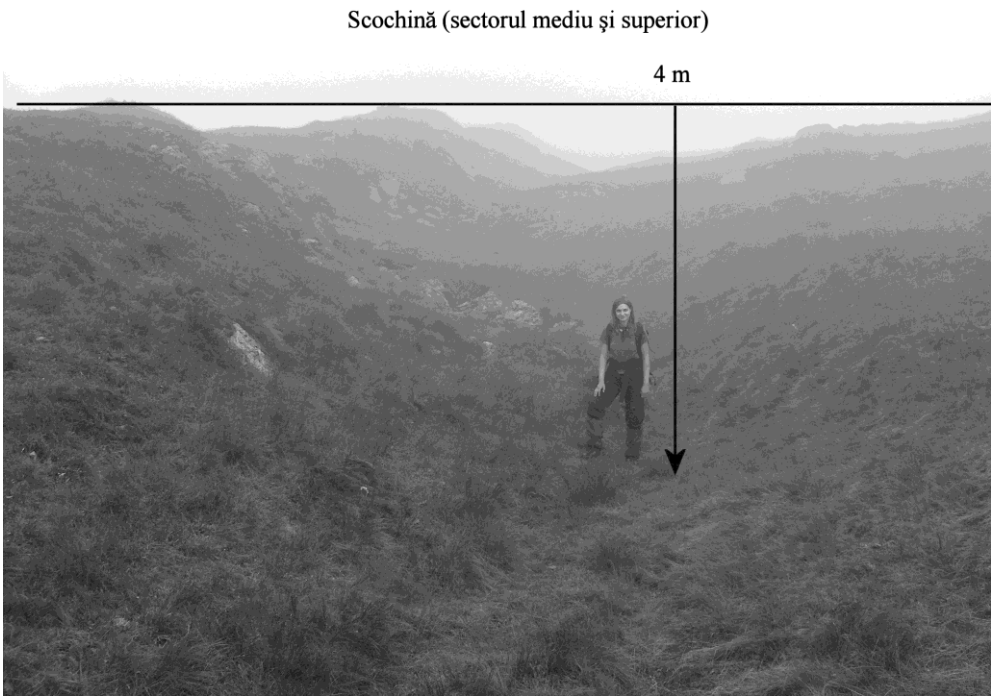


Figura nr. VII 5 Scochină din apropierea Vf. Giumalău

interfluviului, fiind poziţionate în imediata apropiere a acesteia. Poziţia acestor forme de relief este în strânsă concordanţă cu direcţia dominantă a vântului care determină acumularea zăpezii pe un aliniament longitudinal faţă de culme. Lungimea lor este variabilă, de până la 200 m, lăţimea de până la 30 m iar adâncimea de sub 10 m. Profilul transversal caracteristic este în formă de „V" cu versanţii acoperiţi de vegetaţie ierboasă sau constituiţi din grohotiş activ (Figurile nr. VII. 5 şi 6).

În profil longitudinal se observă o anumită concordanţă cu profilul longitudinal al culmii în care au fost sculptate. Din loc în loc pe profilul longitudinal există o serie de denivelări cauzate în primul rând de constituţia litologică, dar şi de o serie de condiţii locale care au influenţat intensitatea proceselor periglaciare (relief preexistent, expoziţie, direcţia şi intensitatea vântului etc.). Un rol extrem de important

şi în evoluţia scochinelor l-a avut gelifracţia care a redus treptat dimensiunile fragmentelor, evacuarea materialului fin din cadrul lor făcându-se prin fenomenul de „piping”.

Figura nr. VII 6 Profilul transversal al unei scochine

Terasele de crioplanaţie

Constituie o caracteristică de bază a morfologiei periglaciare din masivul Giumalău fiind „forme de denudaţie sculptate în roca dură sub acţiunea complexă a proceselor periglaciare (dezagregare, solifluxiune, etc) şi a apelor curgătoare (în principal şiroirea) în zona morfoclimatică nivală şi subnivală” (după J. Demek, 1967).

Ampla dezvoltare a acestora, în aria luată în studiu, a fost favorizată de existenţa fragmentelor din suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor înălţate la nivelul culmii Giumalău-Alunu. Pe suprafeţele cu declivităţi reduse din preajma vârfurilor Chilia şi Alunu au existat în Pleistocen condiţii favorabile sculptării unor astfel de terase care, ulterior, în postpleistocen, au fost parţial degradate datorită creşterii importanţei proceselor pluvio-torenţiale. „În anumite stadii de evoluţie a teraselor de crioplanaţie, participarea individuală a fiecărui proces (nivaţie, gelifracţie, solifluxiuni,

şiroire, acţiunea vântului, etc) este diferită. Astfel, se consideră că, într-o primă etapă, nivaţia şi gelifracţia deţin un rol de prim ordin, apoi intervin procesele care asigură transportul efectiv al materialului de dezagregare (solifluxiunile, şiroirea, etc.) şi în sfârşit, într-o etapă ulterioară, acţiunea care se pune cel mai bine în evidenţă este acţiunea vântului" (I. Ichim, 1973).

Cele mai tipice astfel de forme de relief se găsesc pe culmea dintre vârfurile menţionate anterior. În acest perimetru au fost studiate două terase de crioplanaţie care s-au dezvoltat pe versantul estic al culmii. Evoluţia a avut loc pe baza retragerii treptate a abrupturilor datorită gelifracţiei. Odată cu scăderea intensităţii proceselor periglaciare, din postpleistocen, abrupturile s-au estompat prin acumularea de grohotiş la bază. Grohotişul a fost stabilizat prin acoperirea cu vegetaţie, fapt ce a dus la transformarea abrupturilor în veritabile taluzuri. Taluzurile pot fi urmărite sub forma unui larg arc de cerc, cu concavitatea spre aval, pe lungimi de până la 100 m, iar înălţimea lor este de până la 5 m, variind în funcţie de morfologia părţii superioare a interfluviului.

Suprafaţa acestor terase este slab înclinată 3 - 5º, lungimea podului în lungul versantului este de cca. 100 m, fapt care vine să confirme intensitatea proceselor din pleistocen, având în vedere faptul că substratul geologic este constituit din roci epimetamorfice cu rezistenţă mare la dezagregare iar structura este caracterizată de o înclinare a stratelor ce se apropie de verticală. Menţinerea suprafeţei slab înclinate a podului de terasă este rezultatul acţiunii proceselor de solifluxiune care au transportat materialele de dezagregare din baza abruptului spre marginea din aval a terasei. La acest transport, în principal a materialului fin, a participat şi şiroirea de suprafaţă ce se organizează cu precădere ca urmare a topirii zăpezilor sau în urma ploilor cu caracter torenţial, precum şi scurgerea subnivală şi subsuperficială. Nu în ultimul rând, un important agent de modelare este vântul care acţionează atât direct, prin eroziunea şi transportul particulelor fine de pe suprafaţa podului de terasă, cât şi indirect, prin acumulările de zăpadă.

Ca rezultat al evoluţiei acestor forme de relief, în zona culmii dintre vârfurile Chilia şi Alunu, s-a format o înşeuare care prezintă o serie de martori de eroziune de tipul „tampurilor".

Văile asimetrice

Au la origine o serie de factori morfogenetici interni (de natură tectonică, structural-litologică, etc.) sau externi (bilanţ radiativ, precipitaţii atmosferice, etc.). În aria studiată, un loc important în determinarea asimetriei unor văi sau sectoare de vale l-au avut procesele periglaciare, care s-au manifestat la nivelul versanţilor, în Pleistocen. Studiile elaborate pe această temă, la nivel mondial, demonstrează faptul că astfel de văi asimetrice au o densitate mai mare în zonele periglaciare, neexistând o orientare preferenţială a versanţilor cu declivităţi mai pronunţate.

În emisfera nordică, la latitudini mai mici de 70º, s-a constatat că, în cazul văilor cu orientarea pe direcţia E - V, majoritatea versanţilor mai înclinaţi au expoziţie

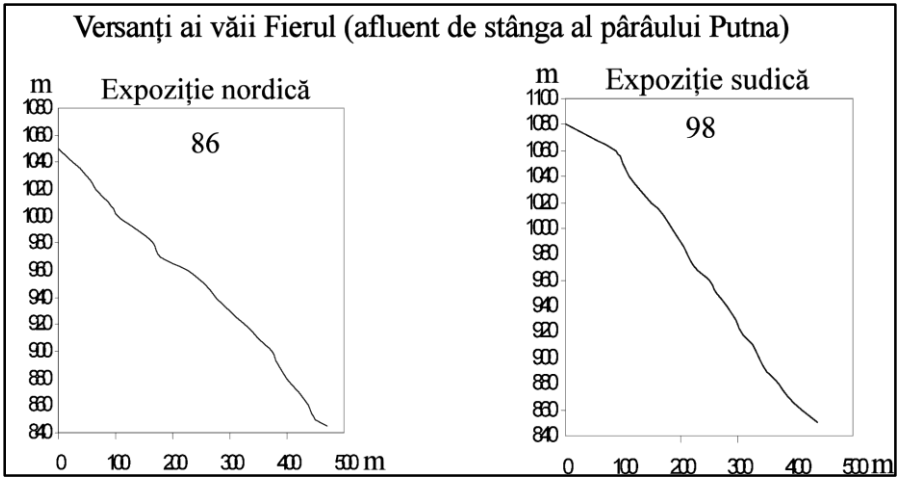


Figura nr. VII. 7

nordică (Summerfield, 1997, citat de Maria Rădoane şi colab., 2002), (Tabel nr.VII. 1).

În masivul Giumalău, cele mai evidente cazuri de asimetrie a văilor, datorate proceselor periglaciare, se întâlnesc pe văile cu orientare est-vestică (I. Bojoi, 1978), (Tabel nr. VII. 2). Anumite sectoare de văi, cu omogenitate petrografică şi fără dizlocări tectonice care au un profil asimetric, au evoluat în condiţiile unor diferenţieri ale proceselor periglaciare, în funcţie de expoziţia versanţilor.

Versanţii cu expoziţie nordică au deţinut o variaţie mai lentă a condiţiilor

Tabel nr. VII. 1 Asimetria unor văi din emisfera nordică (Summerfield, 1997)

Localizarea exemplelor	Orientarea versantului mai înclinat	Orientarea văii
Alaska centrală	N	E-V
Nord-vestul Alaskăi	N	E-V
Insula Southampton, Canada	N	E-V
Insula Banks, Canada	SV	NV-SE
Dealurile Caribou, Canada	N,S	E-V
Iakuţia, Siberia (3 cazuri)	N	E-V
Andreeland, vestul ins. Spitzbergen	S	E-V
Conwayland, vestul ins. Spitzbergen	V	N-S
Kaffioya,	S	E-V
Wollaston – Vorland, estul Groenlandei	N	E-V

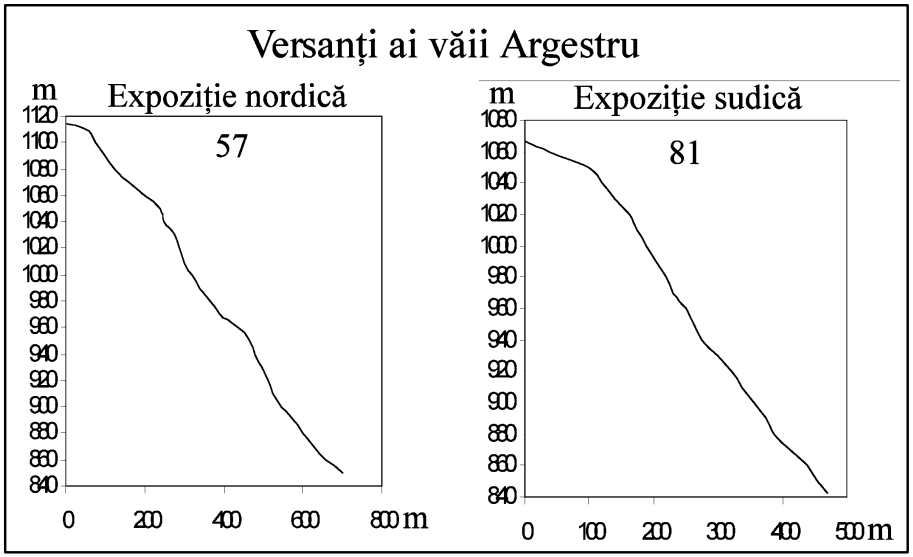


Figura nr. VII. 8

termo-hidrice decât în cazul celor cu expoziţie sudică. Datorită proceselor de gelifracţie s-au constituit mantale groase de dezagregare care, în scurtele perioade de dezgheţ, erau translate, prin solifluxiune, spre baza versanţilor. În aceste condiţii, grosimea scoarţei de alterare de pe versanţii cu expoziţie nordică este semnificativă, aceştia având declivităţi reduse şi prezentând ondulaţii caracteristi- ce versanţilor de solifluxiune. Majori-tatea versanţilor cu expoziţie nordică, ce aparţin văilor asimetrice, sunt de tip rectiliniu sau mixt (Figurile nr. VII. 7 şi 8).

Tabel nr. VII. 2 Prelucrare după I. Bojoi (1978)

Nr. crt. sector	Denumirea văii	Versant cu orientare sudică (panta în grade)	Versant cu orientare nordică (panta în grade)	Indice de asimetrie a versanţilor
1	Rusca Tablei	25	15	1,6
2	Arşiţa	35	15	2,3
3	Călinești	35	12	2,9
4	Ciungi	20	12	1,6
5	Putna Mică	18	10	1,8
6	Putna Mare	12	9	1,3
7	Gheorghiţeni	15	12	1,2
8	Gheorghiţeni	18	10	1,8
9	Argestru	20	15	1,3
10	Argestru	18	10	1,8
11	Fieru	18	12	1,5
12	Chirilu (Putna)	16	8	2

Versanţii cu expoziţie sudică au evoluat în condiţiile unei ritmicităţi termo-hidrice pronunţate. Topirea stratului de zăpadă se realiza mai repede, rolul protector al acesteia fiind înlăturat iar substratul geologic fiind supus variaţiilor termice diurne ale aerului. În aceste condiţii,

gelifracţia era mult mai intensă fapt ce a determinat constituirea unor depozite deluviale consistente. În perioadele de dezgheţ, la nivelul versanţilor cu expoziţie sudică, un rol important l-au avut procesele de eroziune şi transport datorate şiroirilor şi curgerii difuze a apei spre baza versanţilor. Apa rezultată din topirea zăpezilor şi din precipitaţii antrena mari cantităţi de materiale fine care erau depuse la baza versanţilor, constituind acumulări cu grosimi de până la câţiva metri. La partea superioară a versanţilor, caracteristice erau acumulările de grohotiş şi martorii de gelifracţie.

Profilele versanţilor cu expoziţie sudică ce aparţin văilor asimetrice au declivităţi mai mari decât în cazul celor cu expoziţie nordică, majoritatea făcând parte din categoria versanţilor de tip convex (Figura nr. VII. 8).

4. 4. 2. Relieful periglaciar de acumulare

S-a format prin acţiunea complexă a proceselor de gelifracţie, nivaţie, solifluxiune, scurgere laminară şi torenţială etc.

Versanţii de gelifracte

Sunt răspândiţi în toată aria masivului Giumalău, cu precădere pe cele două flancuri ale culmii Giumalău-Alunu. S-au format pe parcursul Pleistocenului, în sectoarele cu declivităţi de 20 - 40º unde, datorită intensităţii proceselor periglaciare, gelifractele constituiau depozite active, aflate în translaţie solifluidală spre baza versanţilor. Odată cu reducerea intensităţii proceselor de gelifracţie, în perioada postpleistocenă, a început să aibă loc o stabilizare a acestor fragmente prin vegetaţie lemnoasă şi ierboasă. Aspectul actual al unor astfel de versanţi este cel vălurat, cu fragmente dispersate ce creează un peisaj geomorfologic haotic (bazinele hidrografice ale Colbului, Chiliei, Putnei Mari etc).

Conurile de grohotiş

Sunt formaţiuni de acumulare care apar la baza abrupturilor de gelifracţie şi a jgheaburilor periglaciare, constituite din fragmente angulare sub formă de lespezi debitate după planurile de şistozitate sau poliedrică. Dimensiunile conurilor sunt variabile, majoritatea având înălţimea de 40 – 50 m iar lungimea frunţii de 60 – 80 m, panta acestora depăşind frecvent 35º. Acestea au fost formate în Pleistocen şi ulterior au fost supuse proceselor de alterare şi celor pedogenetice care au determinat stabilizarea şi acoperirea cu vegetaţie ierboasă sau forestieră. Datorită proceselor de pedogeneză, gelifractele din primii 80 – 100 cm şi-au redus dimensiunile, formând scheletul litosolului. Cele mai tipice conuri de grohotiş au fost localizate în bazinele hidrografice ale pâraielor Sterparul, Rusca, Colbu şi Chilia. O parte a acestora sunt semistabilizate, procesele de gelifracţie şi cele gravitaţionale contribuind şi în prezent la „alimentarea” acestora cu gelifracte (Figura nr. VII. 3).

La baza versanţilor caracterizaţi de intense procese de gelifracţie s-au format *glacisurile periglaciare* constituite din gelifracte şi materiale deluviale fine, acumulate prin glisare. Astfel de glacisuri au fost identificate în bazinele hidrografice ale Putnei, Puciosului, Fierul şi Argestru.

Morfologia periglaciară se pune în evidenţă printr-o notă discretă în cadrul reliefului masivului Giumalău, fiind rezultatul condiţiilor morfogenetice specifice perioadei Pleistocen – actual, îmbinând formele de relief mai vechi cu cele aflate în prezent în plin proces de evoluţie.

4. 5. Relieful biogen

Pentru anumite zone ale unităţii montane studiate, microformele de relief rezultate prin acţiunea directă a animalelor şi plantelor îmbogăţesc microrelieful local printr-o notă particulară dată peisajului. În această categorie intră muşuroaiele de cârtiţe şi furnici, cărările de animale, râmăturile de mistreţi şi microrelieful specific dezrădăcinării arborilor.

Muşuroaiele construite de cârtiţe (Talpa europaea) sunt microforme biogene, caracterizate de o durată de formare extrem de redusă (câteva minute), rezistenţa în

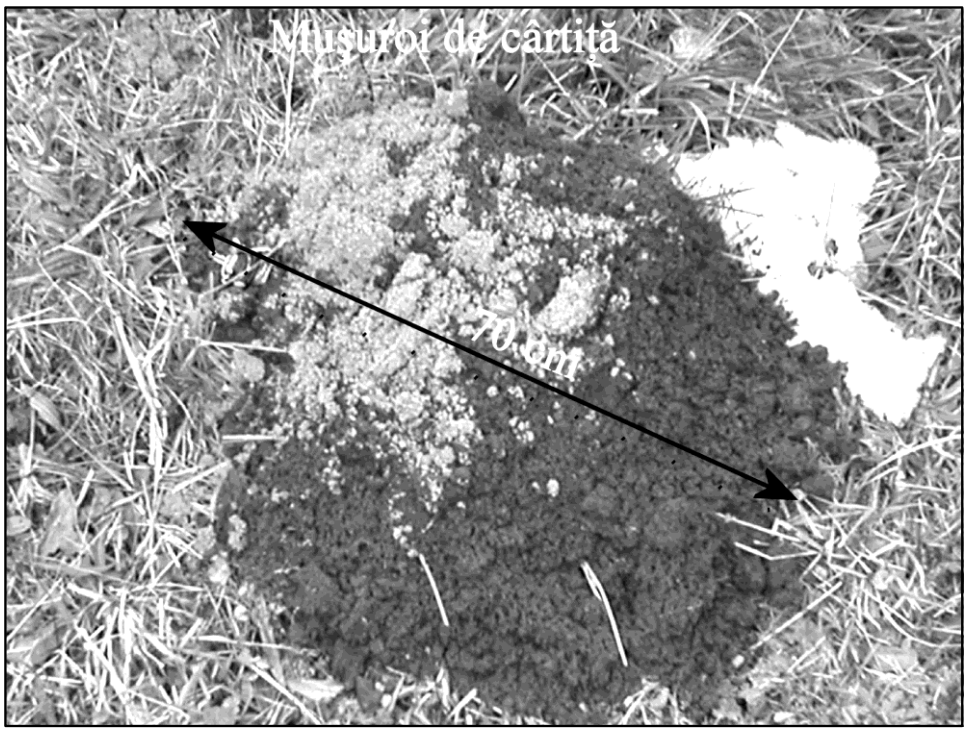


Figura nr. VIII. 1 Musuroi de cârtiţă

timp a acestora fiind apreciată la cca. 1 an (Figura nr. VIII. 1). Fiind vorba de dimensiuni mici, înălţimea de până la 30 cm şi diametrul de sub 70 cm, pot avea o densitate destul de mare (3 muşuroaie pe m^2) pe suprafeţele versanţilor slab înclinaţi sau pe podurile treptelor de luncă şi teraselor (Figura nr. VIII. 2). Astfel de areale au fost identificate pe treptele de luncă şi terasele Putnei, Moldovei şi Bistriţei, pe interfluviile ce aparţin fragmentelor din suprafaţa de nivelare Poiana Ciungilor sau pe versanţii din bazinul hidrografic al pârâului Fierul. Materialul din care sunt constituite

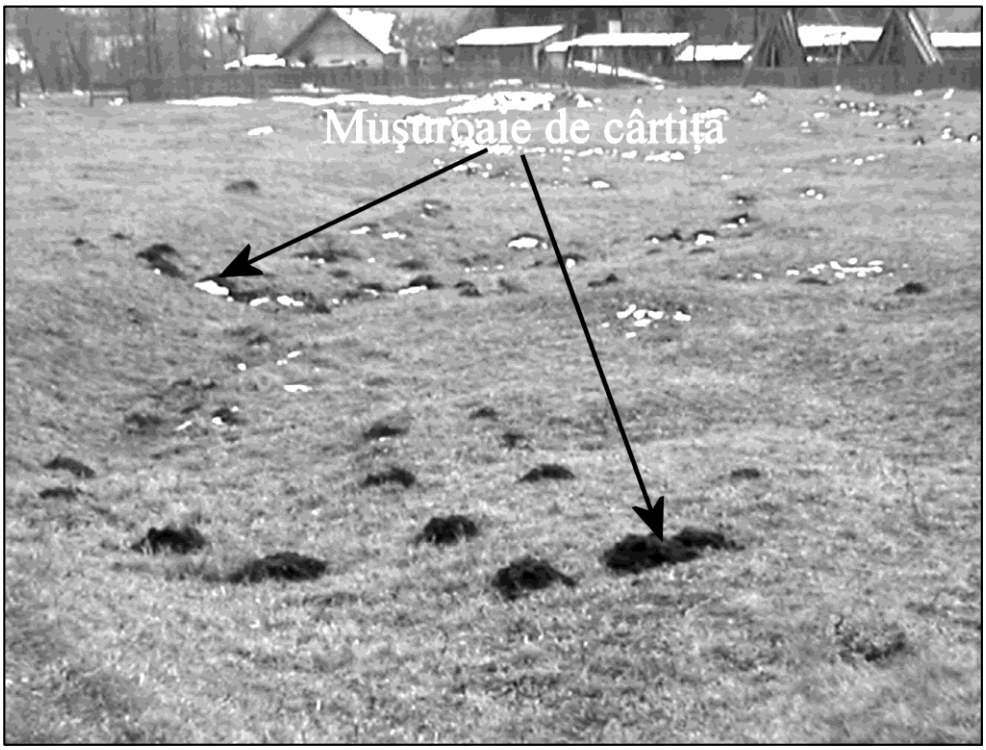


Figura nr. VIII. 2 Treapta de luncă de 2 – 3 m a Bistriţei

este afânat şi foarte uşor modelat sau erodat de ploile torenţiale sau de scurgerea rezultată din topirea zăpezii. O altă caracteristică a unui astfel de muşuroi este faptul că la baza acestuia se găseşte o galerie cu diametrul de până la 5 cm care se continuă în subteran făcând legătura între mai multe astfel de microforme. În urma precipitaţiilor care determină o scurgere intensă pe versanţi, galeriile subterane pot fi inundate prin pătrunderea apei încărcate cu material solid, fapt care duce la colmatarea acestora.

Există şi situaţii în care sistemul subteran de galerii construit în deluviul versantului se constituie în microreţele de scurgere subterană care funcţionează pe distanţe reduse într-un interval de timp scurt. Observaţiile de teren efectuate în anotimpul de primăvară ne-au condus la concluzia că materialul din care sunt construite muşuroaiele de cârtiţă suferă în timpul iernii o tasare accentuată, urmată de un proces de eroziune datorat scurgerii laminare de pe versanţi ca urmare a topirii zăpezii.

Muşuroaiele de furnici sunt microforme de relief biogen mult mai răspândite decât cele de cârtiţă, datorită faptului că sunt mai rezistente în timp. Dimensiunile acestora, 20 – 80 cm înălţime şi 30 – 130 cm diametru în bază, indică faptul că

variabilitatea dimensională este extrem de mare, fiind cauzată de specia de furnici care le-au construit sau de morfologia locală. Cele mai răspândite muşuroaie sunt cele care apar pe pajiştile secundare, fiind de dimensiuni mici, construite de furnicile galbene (Chthonolasius carniolicus) şi furnicile comune (Lasius niger). O răspândire mult mai redusă o au muşuroaiele de dimensiuni mari care apar de obicei în pădure sau la liziera acesteia, construite de o specie de furnici (Formica rufa) care are capacitatea de a prelucra material cu textură mai grosieră (diametrul de până la 5 mm). Procesul de formare al muşuroaielor de furnici se desfăşoară pe un intreval de timp mult mai îndelungat (comparativ cu timpul de formare al celor de cârtiţă), putând să dureze mai mulţi ani. Timpul mai îndelungat de formare, favorizează instalarea vegetaţiei pe suprafaţa acestora, fapt care duce la o mărire a rezistenţei faţă de pluviodenudaţie şi eroziunea de suprafaţă. De asemenea, s-a constatat că, spre deosebire de cele formate de cârtiţe, rezistenţa acestora la tasare sub influenţa zăpezii este net superioară.

În aceste condiţii, durata de existenţă a muşuroaielor de furnici este mult mai mare (de ordinul zecilor sau chiar sutelor de ani). Afirmaţia este bazată pe o discuţie avută cu un proprietar de teren din zona interfluviului Rusca-Gheorghiţeni, care afirma că muşuroaiele de pe fâneaţa lui au o vechime mai mare de 100 ani, deoarece şi tatăl său le ţinea minte încă din copilărie. Densitatea maximă a acestora poate să ajungă la 2 – 3 muşuroaie / m^2.

Cărările de animale sunt prezente în special pe versanţii abrupţi ai văilor, utilizaţi sub formă de păşune. De asemenea, s-au mai format pe frunţile teraselor văilor Bistriţei şi Moldovei precum şi pe versanţii culmii Giumalău-Alunu. La apariţia acestora un rol major la avut creşterea treptată a numărului de bovine existent în aşezările situate în arealul aferent sau limitrof Masivului Giumalău. Se formează

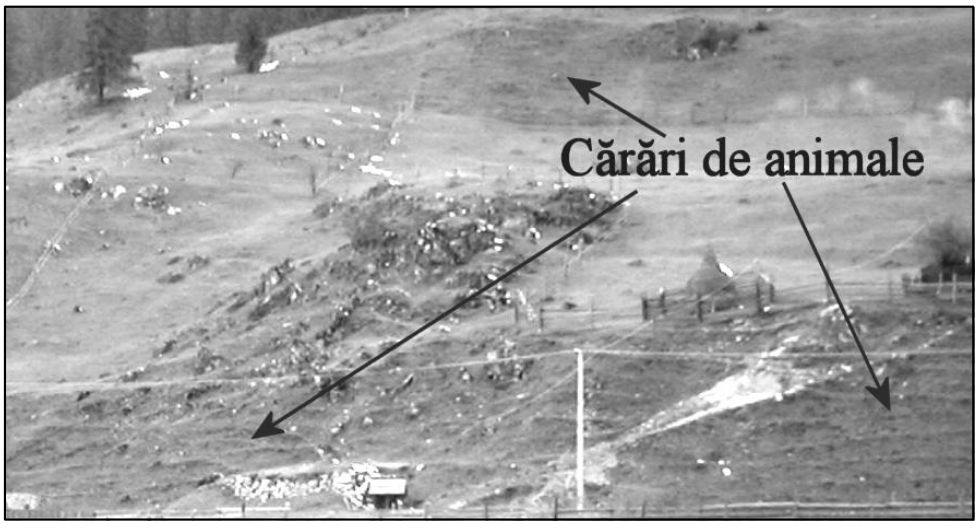


Figura nr. VIII. 3 Versantul stâng al văii Bistriţei

datorită bătătoririi substratului pedologic de către animale copitate, în special bovine, ce urmează, de obicei, aceleaşi trasee de păşunat pe versanţii abrupţi. Amploarea acestor procese este mare în special în perioadele umede ale sezonului de vară. Lăţimea acestora este de cca. 20 – 40 cm şi au o direcţie conformă cu izohipsele versantului iar distanţa dintre două cărări succesive este de cca. 80 – 150 cm. Distanţa dintre cărări este proporţională cu raza de acţiune a capului animalului care paşte. Din observaţiile efectuate în teren s-a constatat că, în mod normal, pe versanţii cu declivităţi pronunţate animalele pasc iarba situată între cărarea pe care se deplasează şi cărarea dispusă imediat mai sus. În situaţiile în care distanţa dintre cărări este mai mare iar bovinele nu reuşesc să pască iarba situată mai sus de cărarea pe care se deplasează, au tendinţa de a părăsi traseul iniţial şi a se urca pe suprafaţa situată între cărări rezultând, în acest mod, o serie de cărări dispuse oblic faţă de cele conforme curbelor de nivel.

Prezenţa micro-teraselor paralele curbelor de nivel este extrem de importantă pentru suprafeţele versanţilor deoarece atenuează în mod semnificativ eroziunea areolară (Figura nr. VIII. 3). În situaţiile în care apar şi cărări dispuse oblic faţă de curbele de nivel, acestea au rolul de a concentra scurgerea de suprafaţă şi de a iniţia o serie de rigole superficiale ce contribuie la accelerarea eroziunii de pe versant.

Rezistenţa în timp a acestor microforme de relief biogen este redusă deoarece s-a constatat că versanţii care şi-au schimbat folosinţa, trecând de la utilizarea sub formă de păşune la cea de fâneaţă, nu mai prezintă astfel de microterase. Deci, cărările de animale rămân active atât timp cât terenurile sunt utilizate ca păşune. Distrugerea microteraselor se realizează pe parcursul a zeci de ani, prin procese de eroziune şi acumulare, cu intensităţi diferite în funcţie de morfologia generală a versantului. Cele mai „durabile" microterase sunt cele cu poziţie diagonală faţă de curbele de nivel, dispunere care favorizează menţinerea proceselor de eroziune în adâncime.

Râmăturile de mistreţi aparţin reliefului biogen, având aspectul de mici arături create de către mistreţi (Sus scrofa). Zonele în care acestea pot să apară sunt extrem de diverse, versanţi împăduriţi sau cu pajişti secundare, poduri de terase şi trepte de lunci utilizate ca fâneţe, interfluviile aferente suprafeţei de nivelare miocene situate între 1100 şi 1650 m altitudine sau chiar la partea superioară a culmii Giumalău-Alunu. Mărimea suprafeţelor afectate este strâns legată de numărul mistreţilor care alcătuiesc turma, putând să ajungă la sute de metrii pătraţi. Adâncimea de pătrundere în sol nu depăşeşte 30 cm, cea mai frecventă fiind cea de 10 – 15 cm, la care se găsesc situate majoritatea rădăcinilor comestibile. Microrelieful rezultat are un aspect haotic, format din monticuli separaţi de excavaţii de diferite dimensiuni.

În zona vârfului Alunu a fost observată o astfel de turmă constituită din şase mistreţi maturi ce râmau solul în căutare de hrană. Dacă în zonele în care omul este mai puţin prezent mistreţii scurmă în plină zi în apropierea localităţilor aceştia acţionează noaptea, în principal asupra fâneţelor bogate, producând pagube importante.

În general, în anii de după 1990 numărul de exemplare a scăzut foarte mult, în principal datorită vânătorii excesive şi a braconajului. În consecinţă şi suprafeţele afectate de râmături recente sunt tot mai reduse.

Microrelieful rezultat în urma dezrădăcinării arborilor apare diseminat, ocupând suprafeţe mari pe versanţii despăduriţi ai văilor Bistriţa, Rusca, Gheorghiţeni, Fierul, Puciosu, Putna, Izvorul Giumalăului, etc. sau la partea superioară a culmilor Poiana Runcului-Mestecăniş, Dealul Raia, Muntele Timiş, Piciorul Sapelor, Bărnărel,

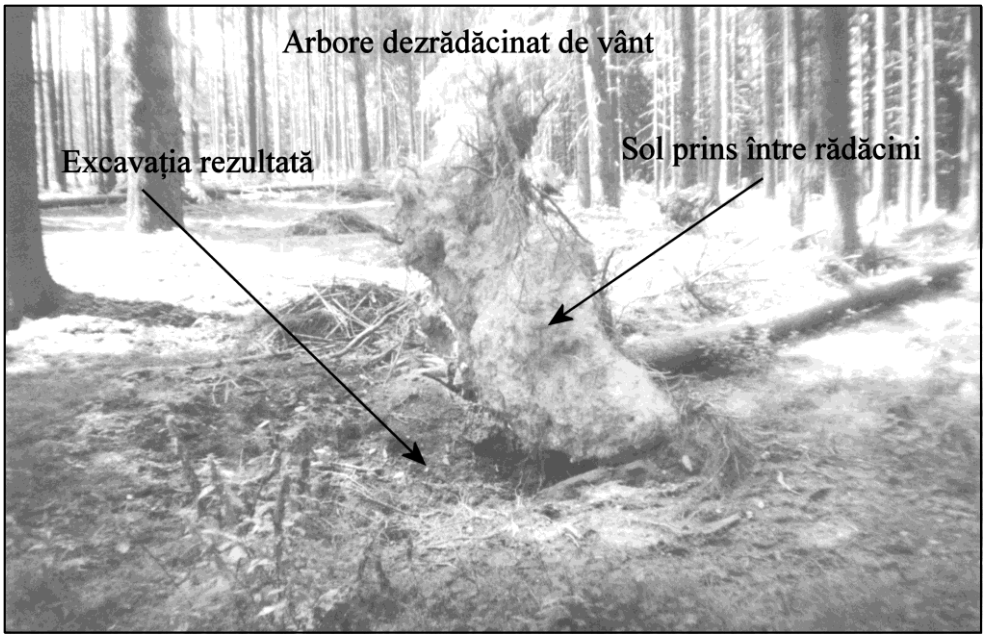


Figura nr. VIII. 4 Arbore dezrădăcinat de vânt pe terasa de 100 – 115 m a Moldovei

Drăncani, Arşiţa, etc. Suprafeţe importante ocupate de acest microrelief se regăsesc şi în arealul forestier unde, în funcţie de vârsta arboretelor, este mai mult sau mai puţin evident. În cadrul arboretelor echiene, cu vârste de până la 50 ani, rezultate în urma dezrădăcinărilor masive, gropile şi monticulii sunt destul de evidente. La arboretele cu vârste cuprinse între 50 – 150 ani, microrelieful de dezrădăcinare este puternic afectat de o serie de procese geomorfologice de versant. Mecanismul formării acestui microrelief biogen constă în cedarea sistemului radicular al coniferelor (molid, brad, etc) sub acţiunea vânturilor cu intensitate mare de la nivelul culmilor sau canalizate pe văi. În anumite situaţii, un factor important al dezrădăcinării este şi gradul de încărcare cu zăpadă şi gheaţă a coronamentului coniferelor.

Sistemul radicular al coniferelor nu pătrunde în profunzimea depozitelor scoarţei de alterare dezvoltându-se la partea superioară a acestora. Ca urmare a acestui

fapt rezistenţa opusă vântului este redusă, producându-se răsturnarea arborelui împreună cu o calotă de sol prinsă între rădăcini (Figura nr. VIII. 4). Ulterior producerii dezrădăcinării, materialul solid prins între rădăcini este supus proceselor geomorfologice gravitaţionale (desprinderea şi probuşirea materialului) care pot fi accelerate sub acţiunea îngheţ-dezgheţului sau proceselor de pluviodenudaţie. La acestea se alătură, în timp, o serie de procese bio-chimice care determină putrefacţia materialului lemnos al rădăcinilor. În final, prin acumularea acestor materiale, rezultă un monticul care variază ca dimensiune în funcţie de mărimea sistemului radicular, declivitatea terenului şi direcţia de răsturnare a arborelui faţă de înclinarea versantului, ajungând până la cca. 3 m diametru şi cca 1 – 1,5 m înălţime. La rândul lor, excavaţiile rezultate au dimensiuni proporţionale cu cele ale moticulilor (Figurile nr. VIII. 5 şi 6). Pe lângă crearea microreliefului specific, dezrădăcinările au un rol important în cadrul transferului de material spre baza versanţilor. Simultan cu acumularea materialului în cadrul monticulilor, un volum apreciabil este antrenat gravitaţional spre altitudini inferioare, acumulându-se în cadrul excavaţiilor din aval sau pe sectoarele de versant cu pante mai reduse.

Evoluţia doborâturilor cauzate de vânt, în ultimii 200 ani în Europa Centrală, arată că, datorită trecerii la o cultură intensivă (monoculturi, structuri echiene etc), rata doborâturilor de vânt a crescut progresiv pe măsură ce s-a redus suprafaţa ocupată de

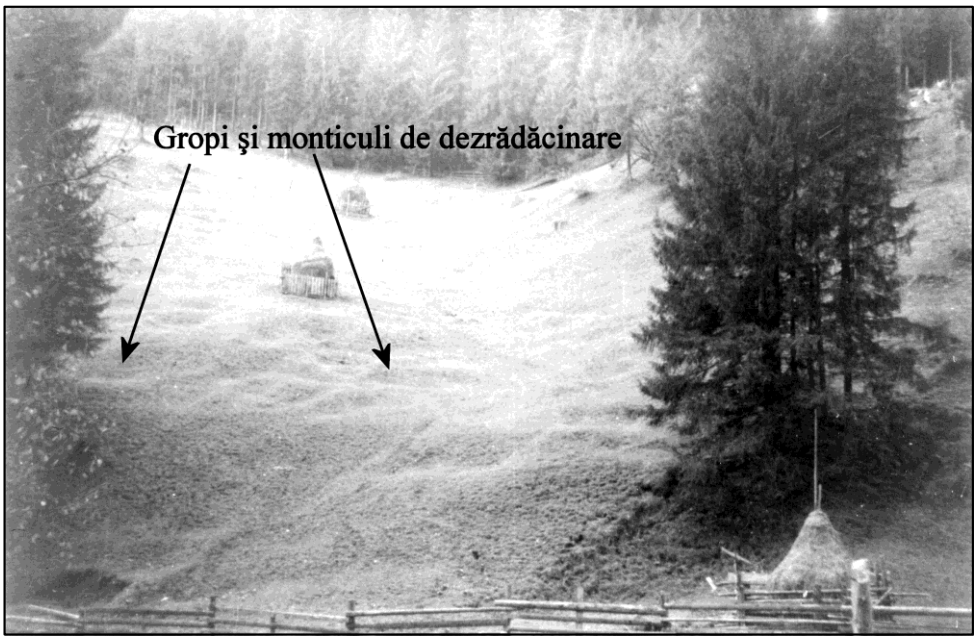


Figura nr. VIII. 5 Versant al văii pârâului Chilia, afluent al Bistriţei

pădurile virgine. În acelaşi timp s-a constatat existenţa unei ciclicităţi a intensităţii doborâturilor (R. Dissescu, C. Donciu, 1962). În cadrul ocolului silvic Pojorîta

Tabel nr. VIII. 1 Rata medie a doborâturilor produse de vânt în unitatea de producţie Valea Putnei pe clase de vârstă şi formaţii forestiere (I. Barbu, 1996)

Compoziţia	Perioada analizată	Clase de vârstă (ani)						
		21-40	41-60	61-80	81-100	101-120	121-140	141-160
Molid	1960-1972	30,2	24,5	27,1	19,5	35,0	27,2	10,4
>90%	1973-1983	15,5	10,5	10,3	17,7	27,3	12,7	-
Media		22,8	19,0	18,7	18,6	31,1	19,9	10,4
Molid	1960-1972	16,2	13,6	14,8	18,3	15,9	5,8	-
60-90%	1973-1983	15,8	14,4	13,7	25,3	14,1	7,0	-
Media		16,0	14,0	14,2	21,8	15,0	6,4	-
Molid	1960-1972	-	8,6	-	-	-	-	-
<60%	1973-1983	-	6,0	6,1	-	-	-	-
Media		-	7,3	6,1	-	-	-	-

volumul doborâturilor din perioada 1964 – 1975 a fost de 2,5 – 2,75 ori mai mare decât în perioada 1900 – 1950 (R. Ichim, 1975).

În Masivul Giumalău, cele mai intense tăieri s-au produs între anii 1870 – 1900 când pădurile cu structuri virgine s-au transformat în păduri echiene. „Perioada dintre două maxime ale doborâturilor cauzate de vânt coincide cu timpul necesar pentru ca un arboret, care a fost doborât anterior, să ajungă la vârsta de maximă vulnerabilitate" (I. Barbu, 1983).

Tabel nr. VIII. 2 Rata medie a doborâturilor produse de vânt în unitatea de producţie Giumalău pe clase de vârstă şi formaţii forestiere (I. Barbu, 1996)

Compoziţia	Perioada analizată	Clase de vârstă (ani)						
		21-40	41-60	61-80	81-100	101-120	121-140	141-160
Molid	1960-1972	15,1	9,3	11,7	21,8	6,1	9,1	-
>90%	1973-1983	17,9	8,2	6,2	14,9	10,7	4,6	
Media		16,5	8,7	8,9	18,3	8,4	6,8	
Molid	1960-1972	3,7	11,7	6,7	14,6	27,6	-	-
60-90%	1973-1983	14,8	8,5	5,3	8,8	21,2	10,3	-
Media		9,2	10,1	6,0	11,7	24,4	10,3	
Molid	1960-1972	5,0	3,6	13,4	36,8	-	4,9	-
<60%	1973-1983	4,2	1,9	2,5	-	0,9	-	-
Media		4,6	2,7	8,0	36,8	0,9	4,9	-

Cele mai frecvente dezrădăcinări au avut loc în cadrul arboretelor cu participarea molidului de peste 90%, cu vârsta mai mare de 80 ani, situate la altitudinea de 1200-1300 m, însă, analiza tabelelor de mai jos relevă faptul că acestea se produc în situaţii extrem de diverse (Tabelele nr. VIII. 1, 2, 3, şi 4).

A fost calculată rata doborâturilor cauzate de vânt, ca raport între volumul doborâturilor înregistrate într-un deceniu şi volumul total al arborilor dintr-o unitate de producţie, calculat la jumătatea deceniului (I. Barbu, 1996):

$$R = DVD/Vt \times 100$$

Tabel nr. VIII. 3 Rata doborâturilor cauzate de vânt în raport cu altitudinea şi participarea molidului (%) în periaoda 1962 – 1982, unitatea de producţie Valea Putnei (I. Barb, 1996)

Altitudinea absolută (m)	Rata doborâturilor cauzate de vânt în funcţie de participarea molidului		
	Molid >90%	Molid 61-90%	Molid <60%
801-900	10,4	5,9	-
901-1000	18,5	14,1	11,5
1001-1100	16,9	17,9	8,4
1101-1200	20,5	13,2	7,7
1201-1300	23,6	16,5	26,8
1301-1400	20,8	18,0	-
1401-1500	18,7	-	-
>1500	18,7	-	-

Tabel nr. VIII. 4 Rata doborâturilor cauzate de vânt în raport cu altitudinea şi participarea molidului (%) în periaoda 1962 – 1982, unitatea de producţie Giumalău (I. Barbu, 1996)

Altitudinea absolută (m)	Rata doborâturilor cauzate de vânt în funcţie de participarea molidului		
	Molid >90%	Molid 61-90%	Molid <60%
701-800	5,3	-	-
801-900	6.0	11,4	7,2
901-1000	12.3	8,2	10,6
1001-1100	11.8	7,3	8,9
1101-1200	10.9	5,4	4,2
1201-1300	12.7	4,2	16,9
1301-1400	10.6	8,2	4,2
1401-1500	7.8	1,7	5,0
>1500	3.4	-	-

Evaluarea influenţei condiţiilor staţionale existente în anumite unităţi de producţie asupra ratei doborâturilor cauzate de vânt, demonstrează că volumul doborâturilor este cauzat, în primul rând, de frecvenţa şi intensitatea vânturilor.

Producerea doborâturilor cauzate de vânt poate fi potenţată de numărul şi mărimea deschiderilor, produse în pădurea compactă, prin tăieri rase sau prin doborâturi. În perioada de după 1990, odată cu retrocedarea unor suprafeţe forestiere sistemului de administrare privat, tăierile rase au afectat suprafeţe mari care au favorizat producerea marii doborâturii din Martie 2001, când zeci de hectare de pădure au fost doborâte într-o singură noapte în zona culmii Poiana Runcului-Mestecăniş, culmea Timiş, culmea Drăncani, valea Putnei etc.

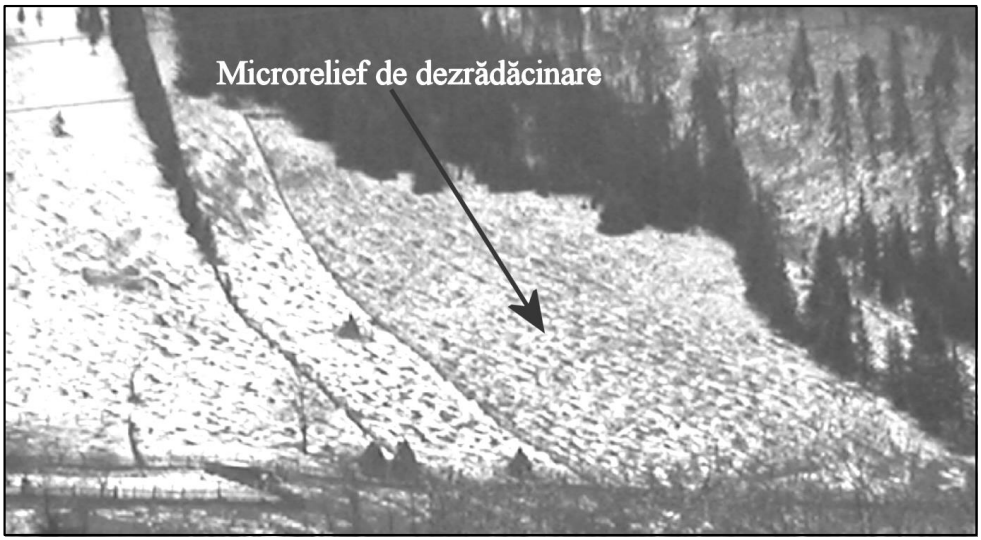


Figura nr. VIII. 6 Versantul stâng al văii Bistriţei la Călineşti

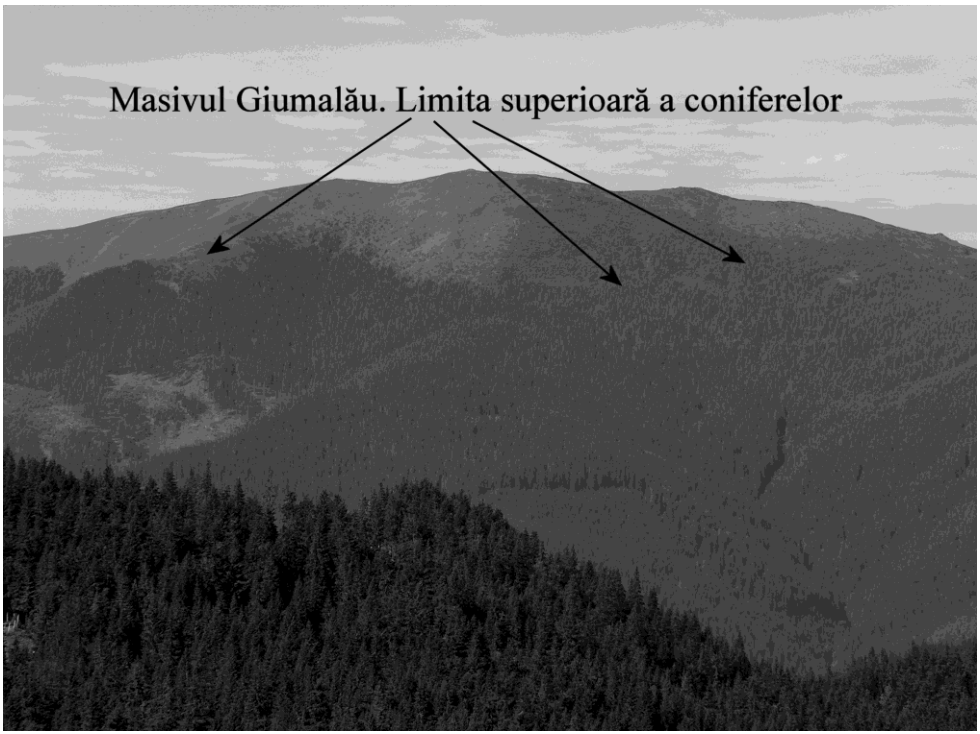


Figura nr. VIII. 7 Versantul estic al culmii Giumalău-Alunu

4. 6. Relieful antropic

Intervenţia antropică asupra reliefului s-a realizat treptat, pe măsură ce necesităţile socio-economice au impus amenajarea unor sectoare de văi în vederea accesului spre zonele locuite sau de exploatare a unor materii prime, aspectul geomorfologic iniţial fiind completat cu o serie de forme antropice destructive şi de construcţie.

În categoria *formelor antropice destructive* se încadrează debleurile şi semidebleurile, carierele, galeriile şi tunelurile, şanţurile de explorare şi tranşeele de război.

Debleurile şi semidebleurile au forma unor şanţuri foarte mari sau a unor trepte sculptate în versanţi. Debleurile de cale ferată pot fi întâlnite pe sectoare extrem de scurte în principal pe versantul stâng al văii pârâului Puciosu, unde au adâncimi de cca. 2 – 3 m. Semidebleurile de cale ferată sunt prezente pe toată lungimea sectorului aferent zonei studiate. Acestea au rezultat prin săparea unor trepte în depozitele deluviale sau chiar în roca in situ de pe versanţi.

Figura nr. IX. 1 Semidebleu de şosea în defileul Bistriţei de la Zugreni

Pe valea Bistriţei Aurii, semidebleurile de cale ferată apar frecvent amonte de localitatea Argestru. Adâncimea treptelor este variabilă, fiind situată între 2 şi 6 m, cele mai mari valori înregistrându-se la Iacobeni unde au fost săpate în versantul stâng al văii Bistriţei, la cca. 50 – 60 m altitudine relativă faţă de talveg. Taluzurile dinspre versanţi ale semidebleurilor sunt stabilizate cu ziduri de susţinere, construite din piatră sau beton.

Pe versantul stâng al văii Puciosu, de la Iacobeni şi până la intrarea în tunelul Mestecăniş, semidebleurile sunt o caracteristică a acestui tronson de cale ferată dublă. Adâncimea treptelor variază între 1,5 şi 7 m, taluzurile dinspre versanţi fiind de asemenea stabilizate prin ziduri de piatră şi beton.

De partea cealaltă a culmii, în bazinul hidrografic al Moldovei, tronsonul de cale ferată dublă, de pe valea Putnişoarei, conţine o serie de semidebleuri a căror continuitate este întreruptă doar de afluenţii de dreapta ai pârâului. În aval, după confluenţa Putnişoarei cu Putna, calea ferată este amplasată la baza versantului drept al văii. Şi aici există sectoare care au necesitat excavarea unor depozite proluviale rezultând semidebleuri.

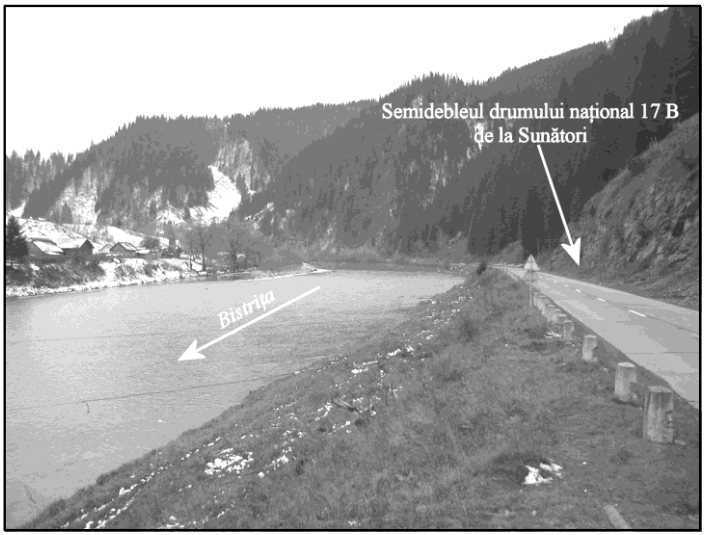


Figura nr. IX. 2 Valea Bistriţei în sectorul de la Sunători

Căile rutiere de comunicaţie, aferente Masivului Giumalău, au fost construite în anumite sectoare pe versanţii văilor. În aceste sectoare apar semidebleurile drumului european E 576, de pe versantul stâng al Bistriţei, din perimetrul localităţii Iacobeni sau cele din bazinul hidrografic al Putnişoarei. Aici, şoseaua care coboară din pasul Mestecăniş are o serie de serpentine extrem de spectaculoase. Amenajarea şoselei a necesitat sculptarea unor semidebleuri în depozite deluviale care au o grosime de până la 2 – 3 m.

Alte tronsoane de semidebleuri, ale şoselelor de rang inferior, se găsesc în aval de localitatea Rusca, pe drumul naţional (17 B) unde totalizează o lungime de cca. 2,5 km. Pentru construcţia acestora a fost necesară dinamitarea unui important volum de roci, formându-se abrupturi active de până la 35 m înălţime (Figurile nr. IX. 1 şi 2). Procesele geomorfologice actuale care acţionează asupra acestora determină dezagregări urmate de prăbuşiri ale fragmentelor pe şosea (Figura nr. IX. 3). În scopul evitării acestor probleme au fost construite ziduri de susţinere şi se efectuează „curăţări" periodice ale abrupturilor, evitându-se astfel posibile accidente rutiere (Figura nr. IX. 4).

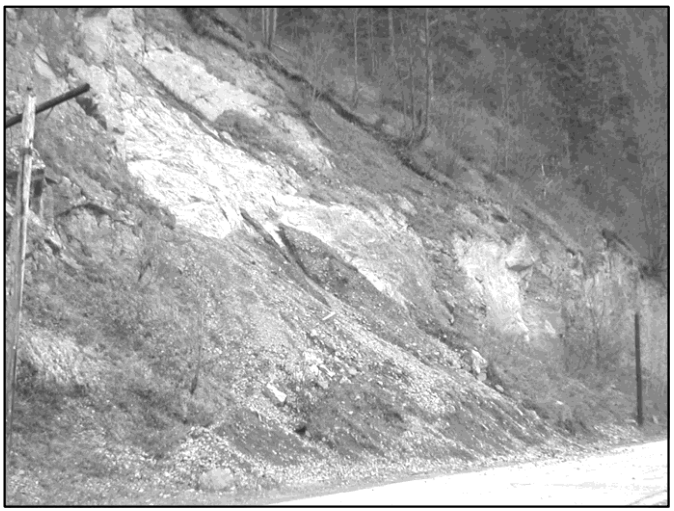


Figura nr. IX. 3 Versant al văii Bistriţei amonte de Sunători

Drumurile comunale şi cele forestiere prezintă frecvente sectoare de semidebleu. Construcţia acestora a fost determinată de existenţa văilor cu profil transversal îngust, fără albie majoră sau cu albie majoră frecvent inundată. În aceste condiţii drumurile de versant săpate în deluvii groase sau roca in situ sunt prezente în toate bazinele hidrografice dar şi pe stânga văii Bistriţei, între Vatra Dornei şi Rusca.

Lipsa podurilor care să permită trecerea autovehiculelor peste râul Bistriţa între localităţile Vatra Dornei şi Rusca, a constituit elementul esenţial în construcţia unui drum pietruit pe malul stâng al Bistriţei, între cele două localităţi. Acest drum are rolul de a lega satul Gheorghiţeni, de pe stânga Bistriţei, de cele două localităţi. Cel mai spactaculos semidebleu al drumului comunal în cauză este cel din apropierea pârâului Rusca, unde adâncimea taluzului dinspre versant este de cca. 20 m. În localitatea Vatra Dornei, în fruntea terasei de 40 – 55 m, a fost săpat un semidebleu care a permis construcţia şoselei ce uneşte cartierul Bărnărel de restul oraşului.

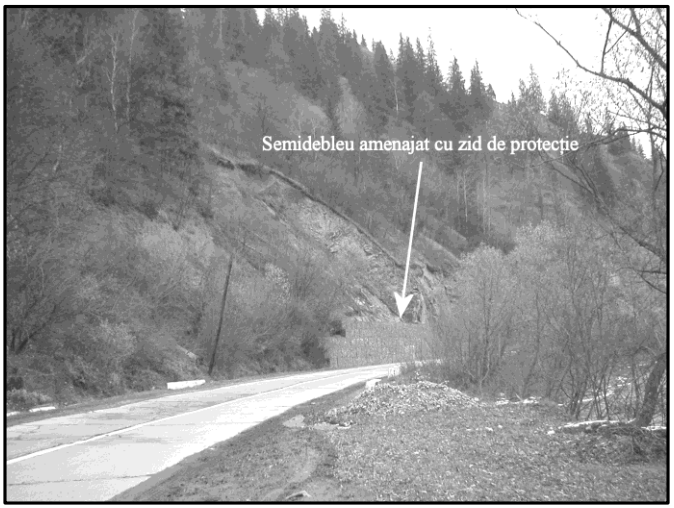


Figura nr. IX. 4 Vresant al văii Bistriţei amonte de Sunători

Mici sectoare de drumuri forestiere pot avea chiar şi caracter de debleu cum este cazul drumului de culme ce leagă cele două schituri din culmea Poiana Runcului-Mestecăniş.

Carierele sunt excavaţii efectuate cu scopul extracţiei rocilor de construcţie sau altor minerale utile (mangan). Pentru a se ajunge la roca de exploatare, cuvertura deluvială se îndepărtează, creându-se excavaţii de dimensiuni variabile în funcţie de importanţa economică a rocilor exploatate. O astfel de carieră a existat pe versantul drept al văii pârâului Fierul, unde s-au extras dolomite pentru construcţii, în prezent fiind abandonată. O altă carieră de pe această vale este cea de la Arşiţa de dimensiuni mult mai mari care a afectat întregul afluent al Fierului, excavaţiile desfăşurându-se de la altitudinea de 950 m până la altitudinea de cca. 1200 m, în culmea Arşiţei. Lucrările miniere din acest perimetru au modificat geomorfologia preexistentă încât, în prezent, peisajul este dezolant. Aval de această carieră, albia minoră a pârâului Fierul a fost puternic influenţată de aportul de material concasat venit din halde, granulometria majoritară a materialului aluvionar având diametrul de sub 50 mm.

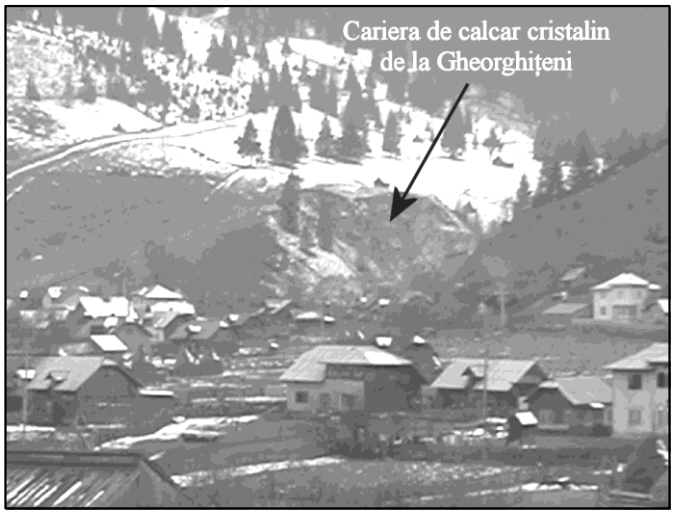


Figura nr. IX. 5 Valea Bistriţei la Gheorghiţeni

La debuşeul pârâului Gheorghiţeni în valea Bistriţei a fost deschisă o carieră de exploatare a calcarului cristalin (Figura nr. IX. 5). Fiind o rocă puternic fisurată se introduce în concasor pentru producerea mozaicului de marmură utilizat în construcţii. Cariera este activă iar extracţia calcarului cristalin de aici tinde să ia amploare odată cu redresarea economică a ţării.

Galeriile şi tunelurile constituie relieful antropic endogen foarte răspândit în unitatea studiată. Galeriile au rezultat în urma numeroaselor prospecţiuni geologice făcute în secolul al XX-lea în vederea conturării resurselor de sulfuri polimetalice sau de mangan. Majoritatea galeriilor prezintă la intrare halde de anrocamente de sute de m^3 care au parazitat sectoare de la baza versanţilor sau chiar porţiuni de albie majoră şi minoră producând modificări ale regimului debitelor solide ale acestor pâraie. Exemple în acest sens pot fi date pe văile pâraielor Colbu, Fierul, Puciosul, Putna, Chilia şi Şurii. Pe valea pârâului Fierul galeriile au avut şi rol de exploatare a minereului de mangan de aici.

Tunelurile au fost săpate în zona pasului Mestecăniş în scopul de a facilita trecerea pe calea ferată din bazinul hidrografic al Moldovei în cel al Bistriţei. Intrarea

în tunel dinspre Putnişoara se face la altitudinea de 930 m iar dinspre Puciosu se realizează la 970 m. Primul tunel a fost construit la începutul secolului al XX-lea iar cel de-al doilea la sfârşitul aceluiaşi secol. Lungimea acestora este de cca. 1625 m iar pentru construcţia lor a fost excavat un volum de roci metamorfice de cca. 55 000 m^3.

Şanţurile de explorare au fost executate în scopul cartărilor substanţelor minerale utile din zona studiată. În general au fost amplasate pe interfluvii iar dimensiunile acestora au fost variabile în funcţie de grosimea eluviului sau deluviului, mergând până la 2 – 3 m adâncime şi 10 – 20 m lungime. Astfel de şanţuri au fost cartate în unele culmi secundare din bazinele hidrografice Colbu şi Izvorul Giumalăului.

Tranşeele de război, săpate în timpul primei conflagraţii mondiale când linia frontului a staţionat o perioadă de timp pe aliniamentul culmii Poiana Runcului-Mestecăniş, sunt întâlnite pe majoritatea culmilor masivului. Cele mai evidente astfel de microforme antropice de relief se află în apropierea Pasului Mestecăniş, dispuse în zig-zag pe trei aliniamente, cu lungimi de câţiva kilometri. Aliniamentul central a fost amplasat la partea superioară a culmii iar celelalte două de o parte şi de alta a acesteia. Amplasarea tunurilor, în cadrul aliniamentului central de tranşee, a necesitat executarea unor excavaţii de până la 10 m diametru şi 2 – 4 m adâncime. În prezent, aceste tranşee sunt parţial colmatate însă microrelieful datorat prezenţei lor rămâne extrem de evident (Figura nr. IX. 6). Microrelieful de tranşee de război este prezent în culmile Dealul Raia, Dealul Nemţilor, Piciorul Văcăriei, Giumalău-Alunu, Culmea Clopaci, Arşiţa, Bărnărel etc.

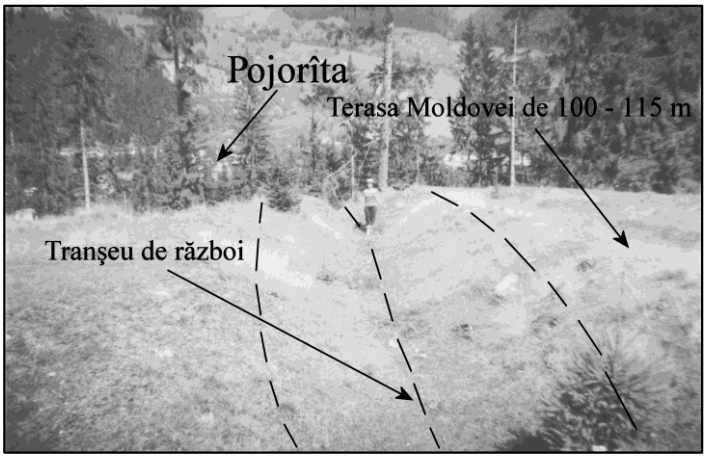


Figura nr. IX. 6 Tranşee de război în Dealul Raia

Tot în categoria excavaţiilor intră şi o serie de iazuri care au fost amplasate în albiile majore ale pâraielor Putna şi Izvorul Giumalăului. Cele mai mari iazuri sunt cele ce aparţin „Păstrăvăriei de la Valea Putnei", amplasată pe treapta de luncă 1 – 3 m a pârâului Putna, amonte de localitatea Valea Putnei. Suprafaţa totală excavată măsoară mai multe mii de m^2 iar profunzimea acestora este de 1,5 – 2 m.

Relieful antropic de construcţie este reprezentat de ramblee, halde, diguri şi haituri.

Rambleele

În sectorul aferent Masivului Giumalău, rambleele căilor de comunicaţii feroviare au fost amenajate, în special, pe văile râurilor Bistriţa Aurie şi Putna. Pe valea Bistriţei Aurii, pe podul treptei de luncă de 2 – 3 m a fost construit un rambleu comun pentru calea ferată şi şosea, cu înălţimea de cca. 1 – 1,5 m şi lungimea de cca. 1,3 km, ce aparţine din punct de vedere administrativ localităţii Argestru (Figura nr. IX. 7). Alte ramblee de cale ferată, au fost construite pe distanţe de zeci sau chiar sute de metri în amonte, în perimetrul administrativ al localităţii Iacobeni.

Pe valea Putnei, un rambleu feroviar important a fost construit în sectorul de confluenţă al Putnişoarei cu Putna, având o lungime de cca. 1 km şi o înălţime cuprinsă între 3 – 7 m. Tronsonul din amonte al acestui rambleu a barat diagonal valea Putnişoarei, înălţimea de 7 m fiind înregistrată în dreptul talvegului văii, apele acestui pârâu fiind evacuate dincolo de rambleu printr-un sistem de tuburi. Construcţia rambleului de aici a determinat un proces de agradare a văii Putnişoarei în amonte, prin acumulare de aluviuni, în principal la debite mari când tuburile de evacuare nu reuşesc să preia întregul debit al pârâului. În aval de confluenţa Putnişoarei cu Putna, tronsonul de rambleu cu înălţimi de 2 - 3 m, a fost construit pe podul treptei de luncă de 1 – 3 m.

Un alt sector important de rambleu de cale ferată se găseşte în aval de confluenţa pârâului Timiş cu Putna unde, datorită caracterului de defileu al văii, calea ferată a fost amplasată pe podul treptei de luncă de 0,5 – 1 m. Lungimea acestui tronson de rambleu feroviar este de cca. 1,5 km iar înălţimea de 3 – 4 m.

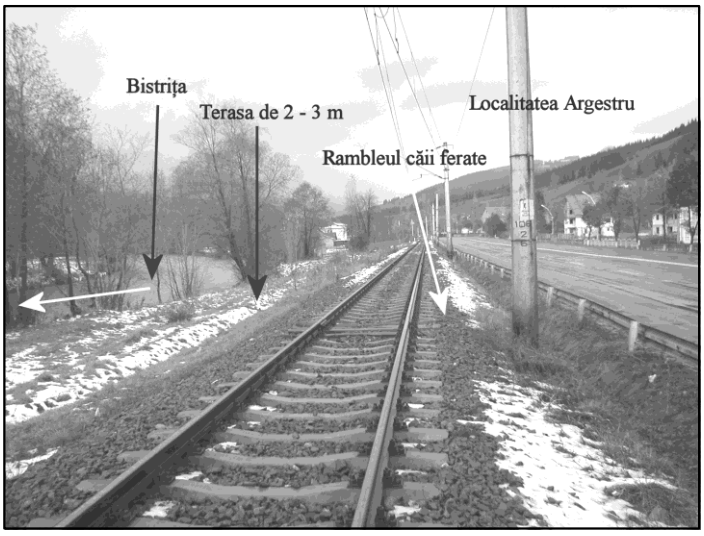


Figura nr. IX. 7 Valea Bistriţei la Argestru

Rambleele căilor de comunicaţie rutieră au dimensiuni ce sunt proporţionale cu importanţa acestora. Astfel, în sectorul drumului european E 576, ce face legătura dintre localităţile Vatra Dornei şi Pojorîta, există o serie de ramblee a căror lăţime poate să

ajungă la cca. 14 m, cum este cazul tronsonului cu patru benzi din localitatea Argestru, construit pe podul treptei de luncă a Bistriţei de 2 – 3 m (Figura nr. IX. 7). În amonte de acest sector, pe valea Bistriţei, apar din loc în loc ramblee ale şoselei cu două benzi însă, de lungimi mult mai reduse.

Pe valea Putnei, pe acelaşi drum european, un important rambleu a fost construit în aval de confluenţa Putnei cu Putnişoara, cu lungime de cca. 1 km şi înălţime de 3 – 3,5 m, şoseaua având două benzi de circulaţie.

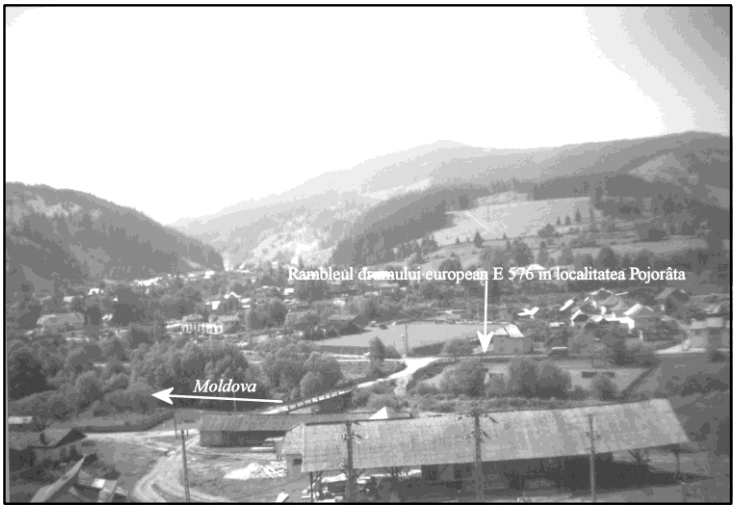


Figura nr. IX. 8 Valea Moldovei la Pojorîta

Un important sector de rambleu, al aceleiaşi şosele, se află amplasat pe partea dreaptă a albiei minore a Moldovei, pe podul treptei de luncă de 2 – 3 m, având lungimea de cca. 500 m, lăţimea de cca. 7 m şi înălţimea de 2 – 2,5 m. Acest rambleu este important pentru geomorfologia locală, întrucât are rol de dig împotriva inundaţiilor cauzate de râul Moldova (Figura nr. IX. 8). A fost amenajat în a doua parte a secolului al XX - lea cu scopul de a evita trecerea şoselei la nivel cu calea ferată de la Pojorîta. Ulterior amenajării rambleului treapta de luncă de 2 – 3 m a început să fie utilizată pentru construcţia de locuinţe şi obiective industriale.

Alte ramblee au fost construite pe diferite tronsoane în lungul căilor de comunicaţie rutiere de rang inferior. Drumul naţional (17 B) de pe valea Bistriţei în aval de Vatra Dornei, aferent Masivului Giumalău, în sectorul Rusca – Zugreni prezintă două sectoare de rambleu ce însumează o lungime de cca. 1,5 km, având înălţimi de 2,5 - 4 m şi lăţimi de cca. 7 – 8 m. Sectorul de vale unde a fost necesară construcţia rambleului se îngustează foarte mult datorită rezistenţei mari la eroziune a gnaiselor porfiroide de Pietrosu. Prin urmare, pentru construcţia şoselei a fost utilizat podul treptei de luncă de 0,5 – 1 m, dispus pe partea stângă a albiei minore (Figura nr. IX. 9). Rambleul construit aici, a barat scurgerea apei de pe versant spre albia minoră a Bistriţei formându-se, în sectorul de luncă dintre baza versantului şi rambleu, zone mlăştinoase.

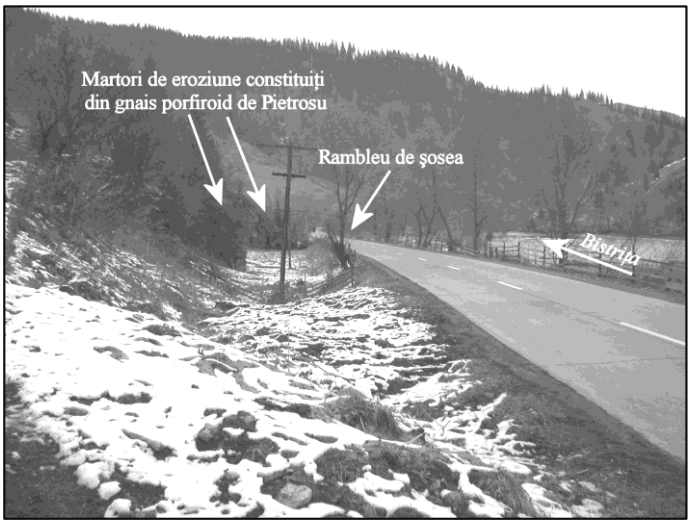


Figura nr. IX. 9 Valea Bistriţei aval de Rusca

Ramblee de dimensiuni mai mici au fost construite şi pe anumite sectoare de drumuri comunale sau forestiere (Putna Mare, Izvorul Giumalăului etc.). În cazul drumurilor forestiere, acestea pot fi remarcate în mod deosebit de o parte şi de alta a podurilor construite peste pâraie unde au rolul de a face racordul între înălţimea podului şi cea a treptei de luncă pe care sunt amplasate drumurile (Colbu, Rusca, Chilia, Argestru etc.).

Haldele au rezultat în urma activităţilor antropice de prospectare sau extracţie a zăcămintelor minerale, în urma construcţiei tunelurilor feroviare sau în urma depozitării deşeurilor. Haldele de prospectare se regăsesc în multe bazine hidrografice unde apar dispuse la baza versanţilor, având morfologii alungite. Cele mai importante sunt cele de pe valea Colbului (300 m lungime şi 10 m înălţime), valea Puciosului (aşezată pe versantul de sub pasul Mestecăniş) şi valea Putnei (350 m lungime şi 15 m înălţime), la care se alătură cele de pe Chilia şi pârâul Şurii. Toate aceste halde sunt semistabilizate, pe suprafaţa lor

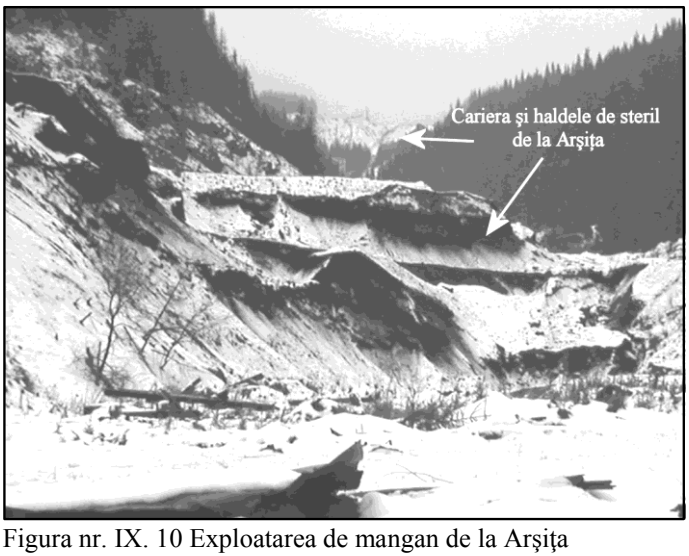


Figura nr. IX. 10 Exploatarea de mangan de la Arşiţa

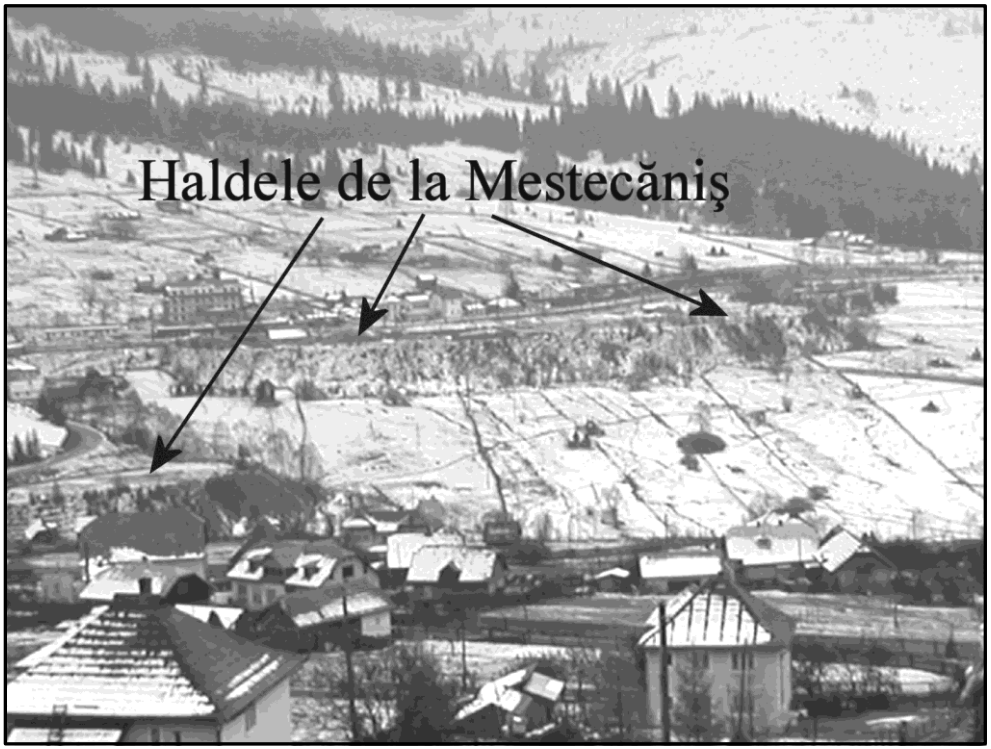


Figura nr. IX. 11 Bazinul hidrografic superior al pârâului Puciosu (localitatea Mestecăniş)

acţionând în principal procesele de eroziune în adâncime, cu formarea de ogaşe şi chiar ravene.

Haldele de exploatare sunt de dimensiuni mai mari şi au apărut ca urmare a exploatării manganului în perimetrul de la Arşiţa (Figura nr. IX. 10). Acestea sunt suprapuse pe mai multe niveluri, în funcţie de perioada în care au fost formate, cele mai vechi aflându-se în baza perimetrului exploatării iar cele mai recente, la partea superioară a culmii.

Haldele rezultate din depozitarea materialului extras la construcţia celor două tuneluri feroviare se găsesc dispuse la partea superioară a bazinului hidrografic al pârâului Puciosu, pe versantul de sub pasul Mestecăniş (Figura nr. IX. 11). Podul celei mai mari halde are o suprafaţă de cca. 0,7 ha, înălţimea frunţii este de 10 – 12 m şi a fost utilizată pentru amplasarea clădirii şi liniilor ferate ale gării Mestecăniş.

Haldele formate în urma depozitării deşeurilor menajere sunt mai puţine ca număr şi dintre acestea, se detaşează cea formată pe treapta de luncă de 2 – 3 m, de pe stânga Bistriţei, în dreptul confluenţei cu Neagra Şarului unde se depozitează deşeurile menajere ale oraşului Vatra Dornei. Lungimea acesteia este de cca. 250 m, lăţimea de aproximativ 100 m iar înălţimea de 2 – 3 m. Halda nu este împrejmuită cu zid iar distanţa faţă de albia minoră a Bistriţei este de cca. 100 m, fapt ce creează posibilitatea ca, la debite mari, apele Bistriţei să o „ajusteze”.

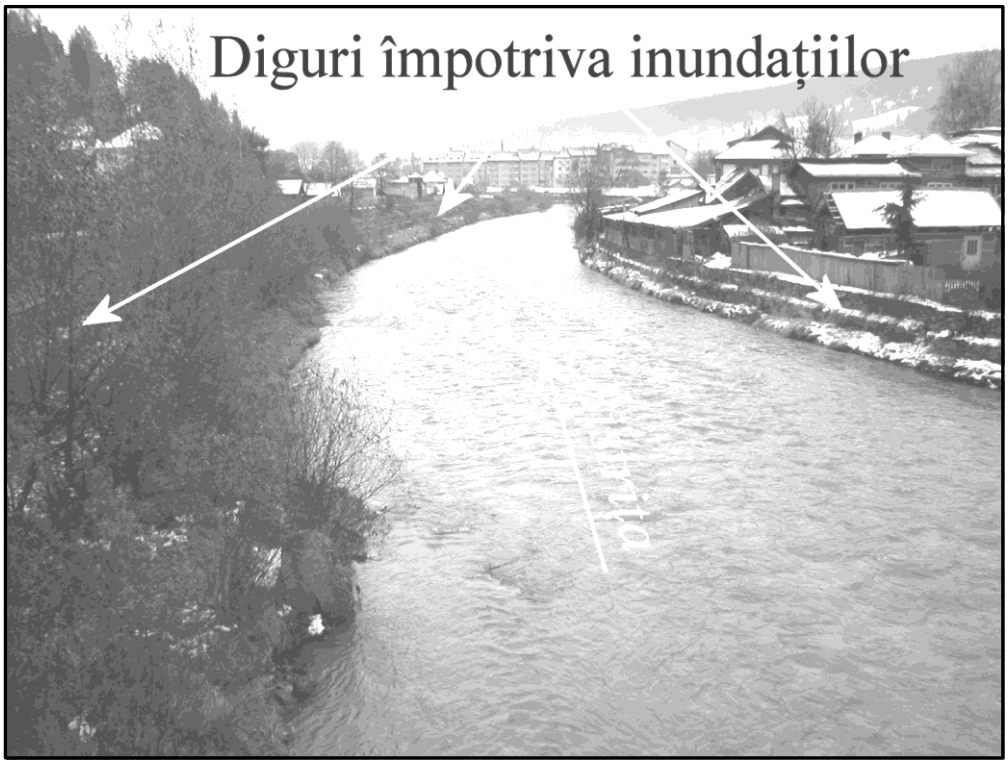


Figura nr. IX. 12 Albia minoră a Bistriţei la Vatra Dornei

Digurile s-au realizat în principal da-a lungul celor două mari râuri Bistriţa şi Moldova pentru a prevenii inundaţiile localităţilor din apropiere. Cel mai lung tronson de albie minoră îndiguită este cel al Bistriţei, în sectorul oraşului Vatra Dornei, unde lungimea celor două diguri este de cca. 4 km (Figura nr. IX. 12). În amonte şi aval de oraş digurile apar doar secvenţial, pe o parte sau pe cealaltă a râului, în funcţie de obiectivele protejate, şosele, gospodării, poduri etc.

Râul Moldova, în sectorul studiat, nu are diguri, rolul acestora fiind suplinit de rambleul şoselei C-lung Moldovenesc – Vatra Dornei. Albia minoră a Putnei este îndiguită pe sectoare scurte cu scopul de a proteja podurile sau gospodăriile din apropierea malurilor.

Figura nr. IX. 13 Bistriţa la Zugreni

Haitul de la Zugreni a fost amenajat cu scopul facilitării plutăritului pe râul Bistriţa. Construcţia barajului din beton a fost efectuată în apropierea apexului buclei de meandru de la Zugreni. Lungimea acestuia este de 46 m iar înălţimea de 3,5 m (Figura nr. IX. 13). Pentru evacuarea apei din spatele barajului precum şi pentru creşterea vitezei acesteia, în scopul măriri capacităţii de transport a buşteni1or ce constituiau plutele, a fost construit canalul de evacuare care a separat bucla de meandru de versantul aferent masivului Pietrosu Bistriţei. Lungimea canalului de evacuare este de cca. 75 m iar înălţimea malurilor din beton de 1,5 - 2 m. Odată cu intensificarea transportului de buşteni pe calea ferată şi şosea s-a renunţat la plutăritul de pe Bistriţa, haitul de la Zugreni rămânând nefuncţional.

Impactul acestui baraj asupra albiei minore a Bistriţei a avut un rol major în morfologia locală, determinând agradarea albiei amonte de baraj şi extinderea în suprafaţă a treptei de luncă de 0,5 – 1 m altitudine relativă (Figura nr. IX. 14).

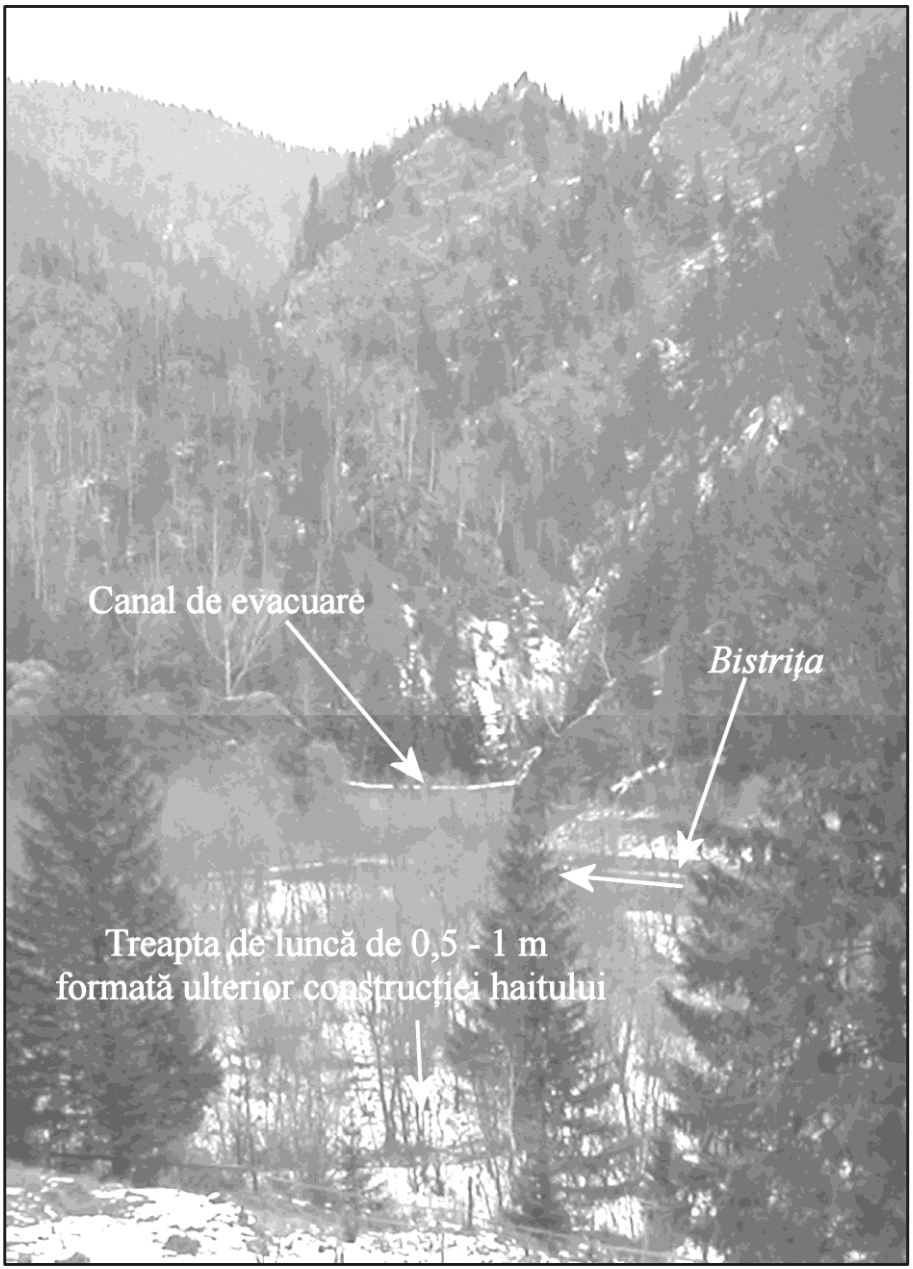


Figura nr. IX. 14 Canalul de evacuare din spatele haitului de la Zugreni

4. 7. Procese geomorfologice actuale

La nivelul sistemului geomorfologic actual al Masivului Giumalău interacţionează o serie de procese şi fenomene geomorfologice ce sunt dependente de factorii de morfogeneză şi de relieful pe care acestea se grefează. Manifestarea proceselor geomorfologice actuale are un caracter permanent sau sezonier în funcţie de anumiţi factori potenţiali ai morfogenezei, rezultând forme de relief compozite.

4. 7. 1. Dezagregarea şi alterarea rocilor (meteorizarea)

Formarea scoarţei de alterare este rezultatul interacţiunii rocilor şi mineralelor, din interiorul scoarţei, cu atmosfera, hidrosfera şi biosfera, concretizată prin distrugerea unor caracteristici fizico-chimice ale rocilor in situ. Deosebit de importantă pentru caracteristicile scoarţei de alterare este asociaţia petrografică specifică Masivului Giumalău, constituită predominant din roci metamorfice. În cadrul asociaţiei petrografice alternanţa dintre diferite tipuri de roci, ale căror rezistenţă la acţiunea agenţilor de modelare externi este variabilă, constituie punctul de plecare în atingerea unor parametri (grosime, grad de transformare faţă de rocile iniţiale, textură) specifici scoarţei de alterare. Un alt factor favorizant este gradul de tectonizare (fisurare) a pachetelor de roci de care depinde în bună măsură viteza de dezagregare şi alterare.

Suprafeţele de rocă in situ, aferente zonei luată în studiu, care intră în contact direct cu agenţii de modelare externi sunt extrem de reduse. Cea mai mare parte a versanţilor este acoperită de o scoarţă de alterare cu grosimi variabile. Deşi dezagregarea rocilor se produce şi sub scoarţa de alterare, cele mai ample procese sunt înregistrate la nivelul abrupturilor stâncoase şi ale martorilor de eroziune.

În Pleistocen, condiţiile climatice au favorizat o dezagregare extrem de intensă care se producea pe tot parcursul anului. Aceasta a avut ca rezultat formarea numeroaselor abrupturi de dezagregare şi a depozitelor de grohotiş.

În perioada actuală, dezagregarea rocilor se manifestă cu intensitate mai redusă pe întreaga suprafaţă a masivului, amploare mai mare având îndeosebi în anotimpurile de tranziţie şi cel de iarnă. Alături de suprafeţele cu roca la zi, eficienţa maximă se înregistrează în treimea superioară a versanţilor unde grosimea redusă a scoarţei de alterare permite îngheţului să se propage până la roca in situ. Importanţa dezagregării este cu atât mai mare cu cât aceasta acţionează şi asupra fragmentelor de rocă prinse în masa scoarţei de alterare de pe întregul areal luat în studiu.

„Factorul fundamental, este mărirea volumului apei prin îngheţ, cu cca 9% respectiv, 1cm^3 de apă, prin îngheţare, capătă un volum de 1,051 cm^3, iar presiunile ajung între 2000 - 6000 kg/cm^2, dilatarea maximă producându-se la aproximativ 2050 atmosfere. Teoretic, presiunea maximă pe care o exercită apa prin îngheţare este de

cca 2100 kg/cm^2 la -22ºC. Presiunea criostatică asociată cu mărirea volumului, la care se adaugă faptul că îngheţul se produce dinspre exterior, conduc la creşterea în dimensiune a fisurilor în care se află apa. În consecinţă, prin repetarea fenomenului se ajunge la desfacerea de fragmente de rocă prin îngheţarea apei" (I. Ichim, 1997).

Dezagregarea prin gelifracţie formează, pe lângă scoarţa de alterare, o serie de forme de relief specifice, între care menţionăm, abrupturile de gelifracţie, trenele şi conurile de grohotiş.

Alterarea este un proces care acţionează simultan proceselor de dezagregare, care contribuie la desfăşurarea acestora, având ca rezultat transformarea materialului dezagregat. Dintre elementele de mediu, cu efecte deosebite în dinamica proceselor de alterare, se detaşează ca importanţă apa şi temperatura. Creşterile valorilor termice diurne şi sezoniere, mai mari de 10ºC, au ca rezultat dublarea ratei reacţiilor chimice.

Figura nr. X. 1 Scoarţă de alterare de tranziţie de pe valea pârâului Fierul

În ce priveşte rata alterării, prin combinarea celor doi agenţi, se constată deosebiri, între diferitele sectoare ale masivului. Rolul semnificativ al apei, ca agent al proceselor de alterare, este dublat de faptul că se constituie şi într-un mediu de transfer al produselor de alterare sub acţiunea gravitaţiei.

Variaţiile termice din pleistocen au avut ca efect o alternanţă între perioadele de răcire accentuată a climei, în care dezagregarea era avansată iar procesele de alterare se manifestau la scară redusă, cu perioadele interglaciare în care cele două

procese de dezagregare-alterare se manifestau intens şi la scară mare. Holocenul s-a caracterizat printr-o încălzire accentuată a climei, fapt ce a favorizat manifestarea cu intensitate a proceselor de alterare.

Dezvoltarea accentuată din ultimele două secole a industriilor chimice din România şi ţările învecinate a determinat apariţia ploilor acide care constituie în perioada actuală un agent cu acţiune importantă în alterarea rocilor. Se consideră că cca 65% din aciditatea ploilor se datorează acidului sulfuric, 30% acidului nitric şi sub 5% acidului clorhidric.

Acţiunea simultană a proceselor dezagregare-alterare favorizează formarea scoarţei de alterare de tip sialitic care se adaugă celei de tip litogenic formate în pleistocen. Sub acţiunea gravitaţiei, o parte a materialului din scoarţa de alterare este transportat spre baza versanţilor unde se formează o scoarţă de alterare de tranziţie care are grosimi apreciabile (5 – 10 m), (Figura nr. X. 1). În funcţie de poziţia acestora pe interfluvii şi versanţi s-a constituit mantia eluvio-deluvială de grosimi diferite, condiţionate de declivitatea versanţilor.

În cadrul eluviilor de pe interfluviile aferente fragmentelor de suprafaţă de nivelare s-a constatat existenţa unei stratificări a materialului. La partea superioară, pe o grosime de cca. 2 m, există o zonă de alterare avansată care include cuvertura de sol şi o parte a eluviului. Sub aceasta, se dezvoltă o zonă de alterare incipientă ce include material mai grosier care acoperă roca in situ aflată în diferite stadii de fisurare şi alterare.

În ceea ce priveşte grosimea deluviilor aceasta este o rezultantă a echilibrului dinamic dintre rata proceselor de dezagregare-alterare (meteorizare) şi rata transportului materialului spre baza versanţilor. În anumite condiţii locale, rata transportului este mai mare decât cea a meteorizării, rezultând suprafeţe de versant fără scoarţă de alterare (sectoare de versant din defileul Bistriţei de la Zugreni) sau condiţii locale în care rata proceselor de dezagregare-alterare este mai mare decât capacitatea de transport la care se adaugă un aport permanent de material provenit din sectoarele superioare de versant.

Sortarea materialului deluvial se realizează şi în lungul versantului, remarcându-se o creştere cantitativă a fracţiunii mai fine pe măsura apropierii de bază unde se pot forma glacisuri coluviale.

4. 7. 2. Solifluxiunea şi creep-ul

Solifluxiunea face parte din categoria proceselor periglaciare care au avut un rol extrem de important în Pleistocen, când Masivul Giumalău se afla în totalitate deasupra izotermei de 3ºC. Odată cu încălzirea climei din Holocen, intensitatea şi arealul de manifestare s-au redus treptat ajungând, în prezent, să fie o caracteristică a proceselor geomorfologice actuale de la altitudini mai mari de 1400 m.

Procesele solifluidale sunt caracteristice suprafeţelor interfluviale şi versanţilor, din compartimentul estic al masivului, cu declivităţi cuprinse între 1 - 30º.

Grosimea mare a scoarţei de alterare, pe care s-au format soluri evoluate cu profil adânc, favorizează apariţia acestor procese cu microformele de relief caracteristice. Alături de eroziunea de suprafaţă, solifluxiunea contribuie la transportul materialului aferent scoarţei de alterare spre baza versanţilor, având ca rezultat menţinerea la partea superioară a versanţilor a unei rate avansate a proceselor de dezagregare-alterare. La peste 1400 m altitudine, solifluxiunea imprimă o tendinţă de descreştere altitudinală a culmilor contribuind astfel la ecuaţia echilibrului dinamic dintre mişcările neotectonice de înălţare şi rata de evacuare a materialului aferent scoarţei de alterare.

Cele mai propice condiţii termo-hidrice de manifestare a solifluxiunii se înregistrează primăvara târziu, odată cu topirea zăpezilor şi dezgheţul stratului superficial al deluviilor. Acţiunea proceselor de solifluxiune asupra deluviilor de pe versanţi s-a concretizat prin acumularea, la baza acestora, a unor cantităţi apreciabile de materiale care au constituit glacisurile de acumulare.

În cadrul versanţilor aferenţi suprafeţelor forestiere, solul şi scoarţa de alterare cu grosimi reduse sunt parţial stabilizate, datorită sistemului radicular al arborilor, intensitatea solifluxiunii fiind atenuată considerabil. Mult mai favorabile, în acest sens, sunt suprafeţele despădurite, ocupate de pajişti secundare unde coeziunea materialului este frecvent distrusă, ajungându-se la deplasări sub formă de brazde.

Creep-ul şi solifluxiunea sunt procese care, pe anumite suprafeţe de versant, se desfăşoară simultan. Creepingul afectează atât stratul de sol cât şi scoarţa de alterare, cauzat fiind de îngheţ-dezgheţ, hidratare, creşterea şi îngroşarea rădăcinilor plantelor, etc., toate contribuind la ruperea echilibrului relativ al forţelor de coeziune dintre particule. Ca şi în cazul solifluxiunii, un rol important în producerea creepingului este atribuit grosimii materialului deluvial, declivităţii versanţilor precum şi dimensiunilor particulelor. Spre deosebire de solifluxiune în Masivul Giumalău creep-ul afectează toţi versanţii cu declivităţi mai mari de 15º, indiferent de altitudinea la care se află. Procesul se caracterizează printr-o mişcare lentă care afectează solul (soil-creep) sau trenele de grohotiş semistabilizat (talus-creep).

Asupra creepingului din sol au fost efectuate măsurători în Masivul Rarău, la altitudinea de 1350 m, pe un versant modelat pe roci metamorfice, cu expoziţie vestică şi declivitate de 25º (C Rusu, 2002). Valorile medii înregistrate au fost de cca. 3 – 5 cm/an şi, prin extrapolare, pot fi utilizate pentru evaluarea deplasărilor din Masivul Giumalău, în condiţii de relief asemănătoare.

4. 7. 3. Pipkrake şi elevaţia periglaciară

Este un proces legat de ciclicitatea îngheţ-dezgheţului ce participă la formarea terasetelor de solifluxiune şi a muşuroaielor înierbate din Masivul Giumalău. Existenţa sa a fost observată cu ocazia deplasărilor în teren, în anotimpurile de tranziţie. Astfel, în anumite sectoare de pe taluzurile drumurilor forestiere, în urma unor îngheţuri rapide care au succedat unor perioade umede, materialul fin (luto-nisipos) se afla

ridicat în vârfurile unor ace de gheaţă de cca 3 - 4 cm lungime. Prin topirea acestor „ace", datorită înclinării suprafeţei pe care se dezvoltă, materialul elevat se deplasează gravitaţional pe o distanţă de ordinul centimetrilor. Desigur că acest proces se poate manifesta cu intensităţi diferite, în funcţie de condiţiile locale de relief, dimensiunile fragmentelor de rocă elevate putând să fie mai mari.

4. 7. 4. Rostogolirile şi prăbuşirile

Deplasarea produselor de dezagregare spre baza versanţilor se realizează şi cu ajutorul proceselor de rostogolire şi prăbuşire. Cele două procese se manifestă diferit în funcţie de declivitatea versanţilor. Versanţii cu declivităţi apropiate de verticală care prezintă abrupturi de natură litologică (versantul stâng al văii Bistriţei din defileul de la Zugreni, modelat în gnaise porfiroide), structurală sau antropică au caracteristice

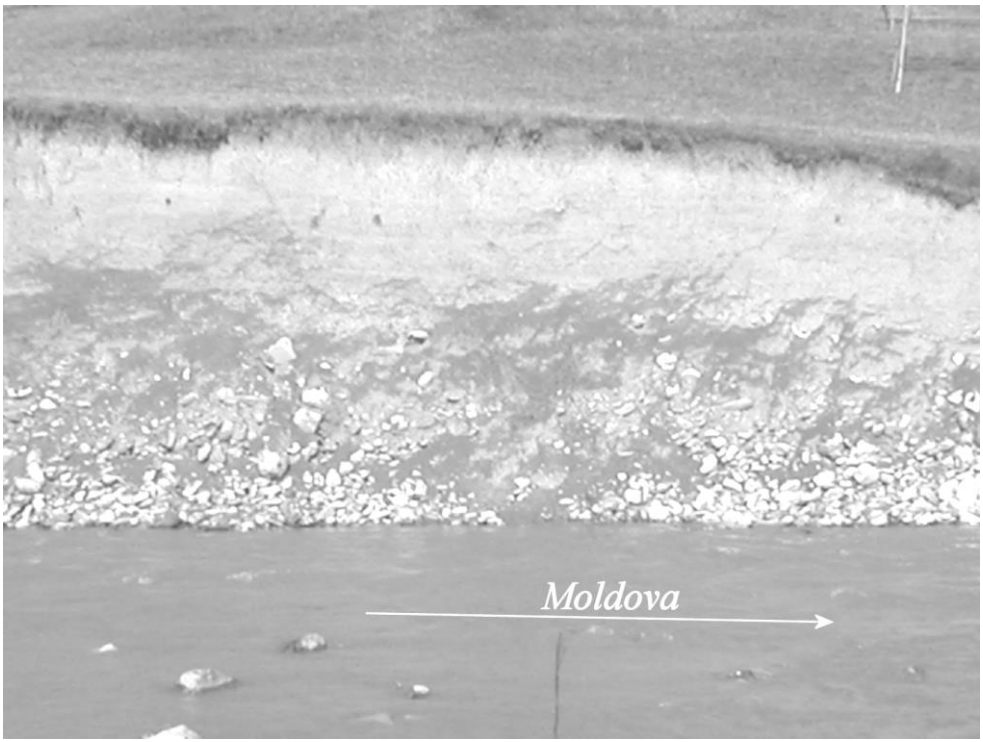


Figura nr. X. 2 Valea Moldovei

procesele de prăbuşire. Sectoarele de versant situate mai jos de abrupt, cu declivităţi mai reduse, favorizează procesele de rostogolire.

Prăbuşirile şi rostogolirile sunt procese care stau la baza formării grohotişurilor de pe versanţii de la baza abrupturilor de dezagregare sau a conurilor de grohotiş, formate la baza jgheaburilor de evacuare din bazinele pâraielor Sterparul,

Rusca, Colbu, Chilia etc. Majoritatea acestor acumulări de grohotiş sunt semistabilizate, aportul fragmentelor fiind permanent. Abrupturile de mal, formate în lungul albiilor minore sau cele ale taluzurilor foarte înclinate, ce flanchează unele drumuri forestiere, au caracteristic procesul de surpare. Surparea se produce în special la malurile mai înalte de 0,5 m ca urmare a eroziunii laterale exercitată de către apa râului asupra sectorului inferior al malului. Ca urmare a acestui proces, în baza malului se formează mici surplombe care favorizează surparea materialului de deasupra (malul stâng al albiei minore a Moldovei cu înălţime de 4 m), (Figura nr. X. 2).

În cazul drumurilor forestiere săpate în deluviul versanţilor se constată că surpările care afectează taluzul nou format sunt active până la formarea unui unghi de taluz la care materialul intră într-un echilibru relativ. Unghiul de echilibru al taluzului favorizează instalarea vegetaţiei şi intrarea materialului deluvial într-un regim de stabilitate superior.

4. 7. 5. Avalanşele de zăpadă

Dintre procesele geomorfologice actuale prezente în Masivul Giumalău menţionăm şi avalanşele. Acestea sunt specifice culmii Giumalău-Alunu şi reprezintă o formă sub care zăpada acumulată în cantităţi mari reuşeşte să-şi pună amprenta asupra reliefului.

Se consideră că producerea avalanşelor ţine seama de patru factori: grosimea stratului de zăpadă, coeziunea internă a zăpezii, suprafaţa rocii care determină coeficientul de frecare şi panta versantului (Tricart, 1963, Dolov, Halchecev, 1972 citaţi de P. Urdea, 2000).

Conform celor patru factori, trebuie să menţionăm că în arealul înalt al Masivului Giumalău grosimea stratului de zăpadă este apreciabilă pe tot parcursul iernii. Acumularea acesteia pe versanţi se face în straturi succesive de grosimi şi consistenţe diferite. Majoritatea versanţilor au declivităţi pronunţate iar suprafaţa rocii este în bună parte acoperită de un strat subţire de sol pe care se dezvoltă o vegetaţie ierboasă şi de subarbuşti (*Vaccinium sp.*). Un factor restrictiv în producerea avalanşelor din acest masiv este vegetaţia forestieră care ocupă partea mediană şi inferioară a versanţilor susceptibili producerii acestui proces.

Zona cea mai favorabilă producerii avalanşelor se află pe versanţii estic şi vestic ai vârfului Giumalău (1856,5 m). Direcţia predominantă a vânturilor de iarnă este dinspre vest şi nord-vest, fapt extrem de important pentru crearea unor condiţii favorabile producerii avalanşelor, datorită viscolirii zăpezii şi acumulării acesteia în cornişe, la partea superioară a versanţilor estici şi sud estici.

Din observaţiile de teren, cele mai frecvente avalanşe se produc în sud-estul vârfului Giumalău unde se formează în permanenţă o cornişă de zăpadă de dimensiuni impresionante (5 - 10 m înălţime). Cornişa se formează deasupra unui culoar de avalanşă iar acumularea zăpezii în acest sector este favorizată de existenţa unei mici

înşeuări în profilul culmii Giumalău – Alunu. Datorită înşeuării, curenţii de aer se canalizează pe aici, potenţându-se astfel viteza şi durata de manifestare, viscolind zăpada şi acumulând-o sub formă de cornişă.

Cantitatea de zăpadă acumulată în cornişă se află într-un echilibru relativ. În momentul în care masa zăpezii (care se manifestă ca o componentă de forţă ce acţionează pe plan înclinat) este mai mare decât coeficientul de coeziune al zăpezii şi coeficientul de frecare cu suprafaţa versantului, se declanşează avalanşa.

Menţionăm faptul că urmele cele mai evidente ale intensităţii manifestării avalanşelor se observă în etajul forestier din partea mediană a versantului unde, în zona culoarului de avalanşă, pădurea este îndepărtată de forţa de lovire a acestora. Astfel, culoarul de avalanşă este activ pe o lungime de 250 m în interiorul pădurii (Figura nr. X. 3).

Avalanşele care se produc în acest sector montan pot fi prăfoase sau umede. Avalanşele prăfoase (white avalanches) se manifestă cu preponderenţă în anotimpul de iarnă, în urma unor căderi masive de zăpadă. Planul de rupere şi alunecare al stratului de zăpadă poate fi unul intermediar sau suprafaţa de contact cu versantul. În cazul

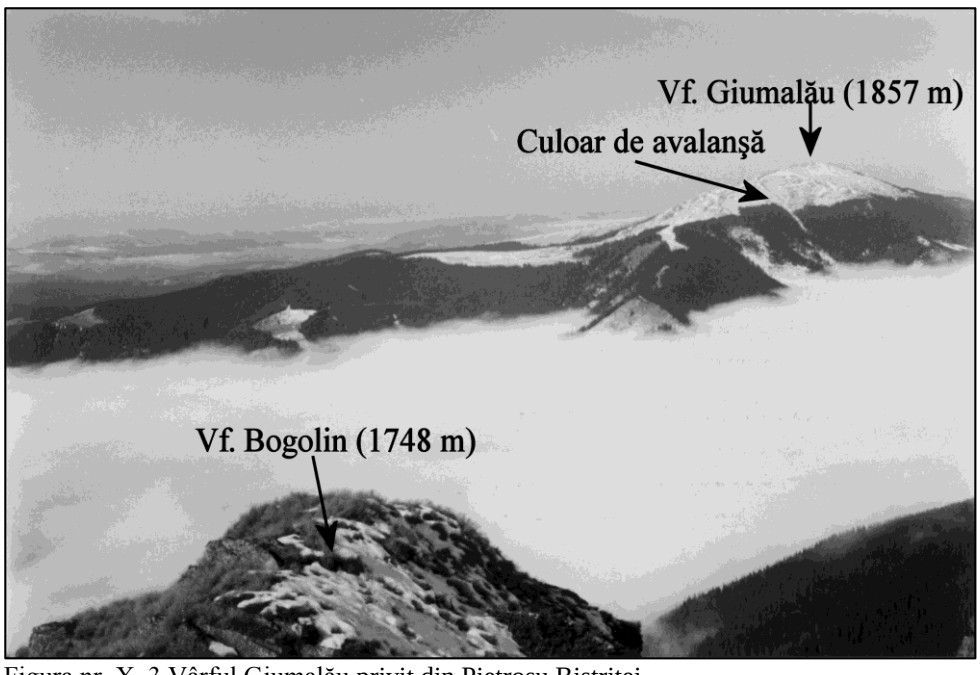


Figura nr. X. 3 Vârful Giumalău privit din Pietrosu Bistritei

planului de rupere intermediar (alunecarea se realizează pe suprafaţa unui strat de zăpadă), acesta este funcţional doar în zona de iniţiere, deoarece în aval forţa de lovire antrenează şi stratele inferioare. Se poate afirma că, în partea mediană şi inferioară a

culoarului de avalanşă, acţiunea geomorfologică a acestora este potenţată de realizarea deplasării pe suprafaţa topografică a versantului.

Avalanşele umede (wet-snow avalanches) se produc cu preponderenţă în lunile februarie-martie, pe fondul unor creşteri de temperatură care determină o supraumezire a zăpezii. În masa zăpezii se pot forma pelicule cu apă ce au rol lubrifiant.

Deşi vitezele de mişcare ale zăpezii sunt mai mici decât în cazul primei categorii, eficienţa geomorfologică a acestora este mai mare datorită presiunii şi energiei mari cu care se manifestă (P. Urdea, 2000). Odată cu zăpada, în mişcare sunt antrenate numeroase fragmente de rocă, de dimensiuni diferite, desprinse din scoarţa de alterare. Prin acumularea acestora, la baza culoarului de avalanşă se formează un con de grohotiş care conţine şi numeroase fragmente lemnoase.

În perioada lipsită de zăpadă, culoarele sunt modelate sub acţiunea apelor torenţiale care contribuie la eroziunea şi transportul materialelor mai fine din cadrul scoarţei de alterare.

4. 7. 6. Eolizaţia

În cadrul arealului studiat, se remarcă faptul că suprafeţele forestiere ocupă un procent de peste 80% din suprafaţa totală. Din cadrul suprafeţelor despădurite, un procent însemnat este aferent văilor şi versanţilor situaţi la altitudini de sub 1100 m din apropierea aşezărilor umane, suprafeţe asupra cărora rolul morfogenetic actual al vânturilor este nesemnificativ.

Eolizaţia are totuşi o componentă importantă asupra versanţilor vestici ai culmii Giumalău-Alunu precum şi asupra podurilor interfluviale aferente fragmentelor din suprafaţa Poiana Ciungilor. Acţiunea acesteia este permanentă însă de mai mare eficacitate în anotimpurile de tranziţie şi iarna în absenţa stratului de zăpadă. Indicii, în acest sens, sunt date de cantităţile de material fin ce se pot observa pe petecele de zăpadă care se menţin până primăvara târziu în zonele viscolite sau în microdepresiunile de pe versanţi.

Cea mai eficientă acţiune geomorfologică a vântului se înregistrează pe suprafeţele nude ale diferiţilor martori de eroziune din sectorul vârfului Giumalău, determinând rotunjirea colţurilor şi muchiilor unor blocuri de şisturi sericitoase şi cuarţitice. Un alt reper, utilizat pentru aprecierea eolizaţiei din acest masiv, este crucea din beton armat, amplasată pe vârful Giumalău, la începutul secolului XX, în cinstea eroilor din primul război mondial. Înălţimea acesteia este de cca. 8 m iar în secţiune transversală are un profil pătrat. O parte a muchiilor din beton au fost eolizate astfel încât acestea s-au rotunjit.

Un efect indirect al acţiunii curenţilor de aer asupra reliefului este şi cel al dezrădăcinărilor de arbori. Se consideră că aceleaşi parcele cu păduri de conifere sunt afectate, cel puţin o dată la 400 ani, de doborâturi masive, cauzate de vânt sau vânt şi zăpadă. Prin dezrădăcinare o mare cantitate de material aferent scoarţei de alterare este

dizlocată datorită aderenţei la rădăcini. Ulterior dezrădăcinării, o parte a materialului revine în excavaţia de unde provine în timp ce o bună parte a acestuia este transportat, sub acţiunea gravitaţiei şi apei de şiroire, spre baza versantului sau spre microdepresiunile existente în aval.

4. 7. 7. Alunecările de teren

Pe un substrat litologic constituit din roci metamorfice, procesele de mişcare în masă, de tipul alunecărilor de teren, nu sunt reprezentative. Un rol important în apariţia acestor procese îl poate avea scoarţa de alterare, de grosimi apreciabile, în special la baza versanţilor. În astfel de situaţii, au fost identificate alunecări de teren superficiale, în brazde, care ocupă suprafeţe ce nu depăşesc 50 m^2. Alte perimetre

Figura nr. X. 4 Frunte de terasă de pe partea stângă a văii Bistriţei

afectate de alunecări de teren sunt cele ale frunţilor de terasă constituite din materiale aluviale şi deluviale. Aceste alunecări se produc în urma unor perioade ploioase, de lungă durată, care determină umezirea în exces a depozitelor cu textură predominant fină (Figura nr. X. 4).

4. 7. 8. Eroziunea indusă de acţiunea apei

Suprafeţele de relief care deţin ponderea majoritară din suprafaţa totală a Masivului Giumalău aparţin versanţilor. Modelarea suprafeţei terenului prin acţiunea ploii stă sub incidenţa mărimii picăturilor şi vitezei de cădere a acestora, care reunite, compun agresivitatea ploilor. Cele două tipuri de manifestare a pluviodenudaţiei izbire-împroşcare şi spălare sunt răspunzătoare de dizlocarea şi antrenarea materialelor

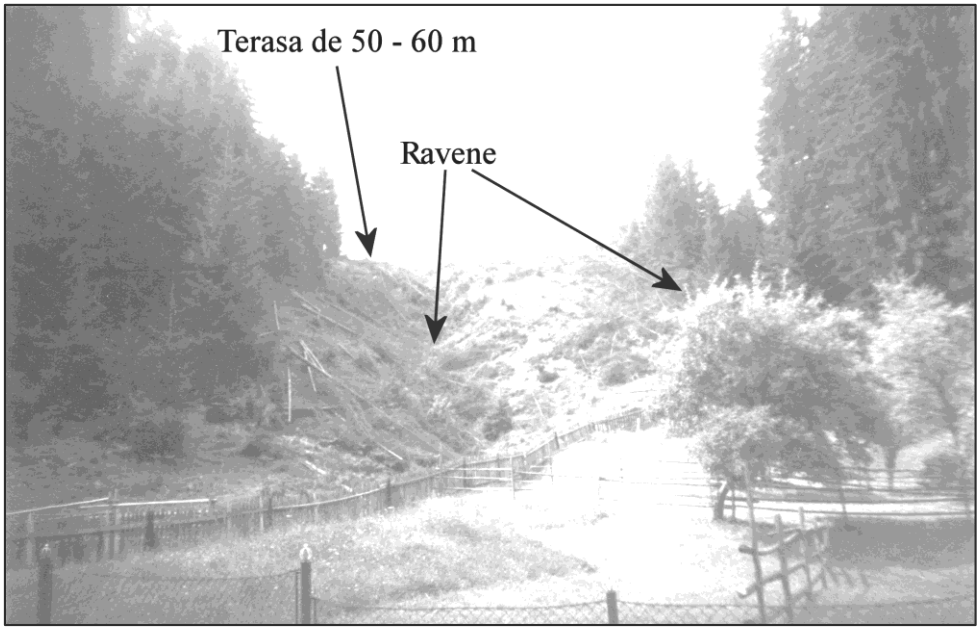


Figura nr. X. 5 Versantul stâng al sectorului inferior al văii Izvorul Giumalăului, amonte de confluenţa cu Moldova

solide spre baza versantului.

Situarea masivului într-o zonă cu potenţial pluviodenudaţional ridicat este asociată gradului ridicat de acoperire cu vegetaţie forestieră care face ca transportul prin împroşcare şi spălare să fie neglijabil. În arealele despădurite, ocupate de pajişti secundare, pluviodenudaţia se manifestă mai intens decât în arealele forestiere, valorile cantitative fiind mai mici de 100 mm/1000 ani (I. Ichim, 1981). Cele mai însemnate valori ale pluviodenudaţiei se înregistrează pe parcelele arabile situate pe versanţii sau terasele din apropierea aşezărilor umane. În toate situaţiile, proceselor de pluviodenudaţie li se asociază cele de eroziune în suprafaţă şi adâncime.

Eroziunea în suprafaţă este îndeplinită de scurgerea neconcentrată exercitată pelicular pe întreaga suprafaţă a versantului. În urma căderii unor cantităţi suficiente de precipitaţii, capacitatea de infiltrare în sol scade şi astfel apa se acumulează prin

alăturarea curenţilor bidimensionali şi şuvoaielor care se prind într-o singură peliculă. Mişcarea acesteia în josul pantei duce la desprinderea particulelor din sol şi la transportul lor spre baza versantului.

Suprafeţele de versant, favorabile producerii acestui tip de eroziune, sunt cele despădurite, cu fragmentare redusă la care se asociază podurile teraselor Bistriţei şi Moldovei. Materialul desprins de pe versant este transportat, atât prin târâre cât şi prin suspensii, în curentul lamelar al apei şi depus în porţiunile în care au loc reduceri de pantă (mici depresiuni şi contrapante) sau chiar în baza versantului. Materialele acumulate prin aceste procese determină formarea glacisurilor coluviale ce se regăsesc la baza unor versanţi de pe văile Putnei, Izvorul Giumalăului, Puciosu precum şi la baza frunţilor de terase ale Bistriţei şi Moldovei (Harta nr.7).

Trecerea de la eroziunea areolară la cea de adâncime (liniară) se realizează destul de uşor, unele din şiroirile mici, distribuite oarecum uniform pe suprafaţa versantului, pot progresa, conturându-se o serie de organisme torenţiale. Acestea acţionează îndeosebi pe suprafeţele despădurite şi în parchetele rezultate în urma replantărilor (Figura nr. X. 5). O cauză suplimentară a iniţierii eroziunii în adâncime este intervenţia antropică de la nivelul versanţilor, prin construcţia de drumuri forestiere de exploatare. Acestea preiau scurgerea torenţială şi de suprafaţă de pe versant, adâncindu-se în depozitele deluviale. Organisme torenţiale de tipul ogaşelor şi

Figura nr. X. 6 Eroziunea laterală exercitată de reţeaua hidrografică din masivul Giumalău (pârâul Izvorul Giumalăului în vara anului 2005)

ravenelor active au fost identificate în culmea Dealul Raia, frunţile de terasă ale Moldovei şi Bistriţei etc. În depozitele aluviale din fruntea terasei Moldovei de 50 – 60 m s-au format ravene active, cu adâncimea de cca. 3 – 4 m (Figura nr. X. 5). În ansamblu, organismele torenţiale nu sunt o caracteristică a proceselor geomorfologice

actuale din Masivul Giumalău, excepţie fac sectoarele prezentate mai sus precum şi versanţii pe care se practică exploatări forestiere.

Reţeaua hidrografică acţionează asupra morfologiei actuale cu deosebită intensitate, având în vedere cele trei caracteristici ale scurgerii râurilor: eroziunea, transportul şi sedimentarea. Intensitatea proceselor induse de reţeaua hidrografică cu caracter permanent diferă în funcţie de regimul sezonier al scurgerii sau de ciclicitatea pe termen lung al acesteia, ca o consecinţă a caracteristicilor climatului.

Prin eroziune, reţeaua hidrografică acţionează distructiv asupra scoarţei de alterare şi rocii in situ în vederea dezvoltării albiilor minore şi majore, contribuind la modificarea continuă a profilului longitudinal şi transversal al acestora, cu influenţă asupra văilor. Eroziunea apelor râurilor se manifestă sub toate aspectele sale (laterală,

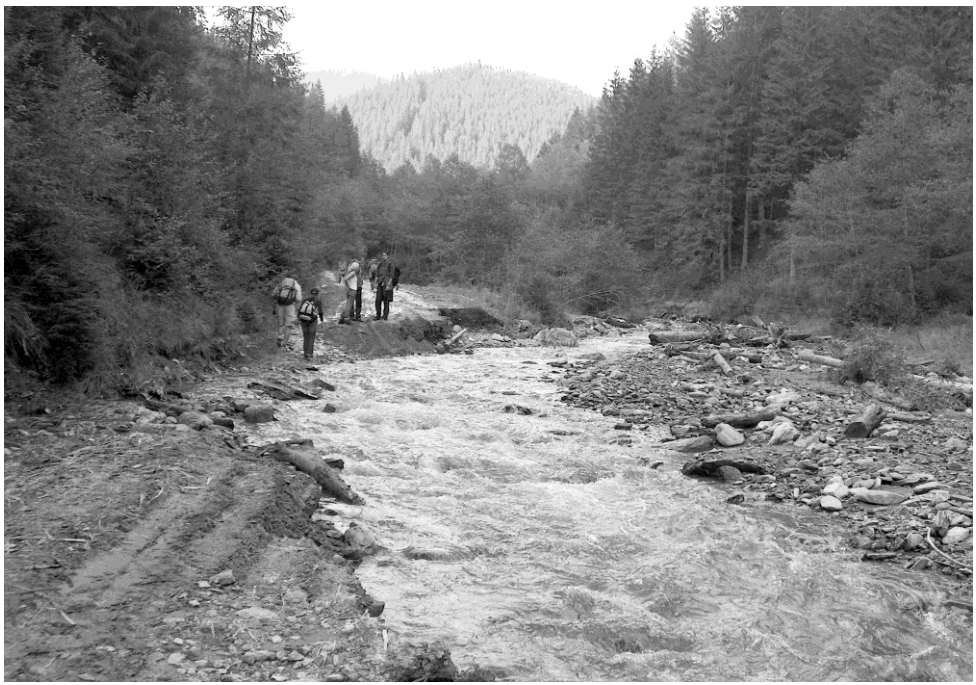


Figura nr. X. 7 Eroziunea laterală exercitată de reţeaua hidrografică din masivul Giumalău (pârâul Colbu în vara anului 2005)

în adâncime, areolară, conformă, regresivă) având ca rezultat înglobarea în sistemul scurgerii a unei cantităţi considerabile de aluviuni. Capacitatea de transport a aluviunilor este direct proporţională cu debitul şi viteza apei râurilor, debitul solid prezentându-se sub trei forme: materialele mai grele (galeţii) sunt târâte sau rostogolite pe fundul albiei, cele mai fine (nisipoase, argiloase) sunt purtate în suspensie, iar cele solubile sunt dizolvate şi deplasate în soluţie.

Specificul reţelei hidrografice aferente Masivului Giumalău este de a acţiona asupra albiilor minore în principal prin eroziune în adâncime în vederea formării unor profile de echilibru. Conform prognozei elaborate pentru evoluţia profilelor albiilor minore de ordinele III, IV şi V (Tabelul nr. VI. 13) în timpul „grade", procesele geomorfologice dominante vor fi cele de eroziune, cu predominare netă asupra celor de acumulare (Colbu, Izvorul Giumalăului, Putna etc).

Simultan cu procesele de eroziune şi transport, un rol important îl are şi procesul de depunere al materialelor aluvionare care are loc diferenţiat, nu numai în lungul albiilor minore ci şi al celor majore, aferente râurilor de ordinul III, IV şi V, precum şi la debuşeul unor afluenţi în râuri de ordin superior, unde se formează conuri aluviale.

O componentă importantă a eroziunii fluviale este dată de eroziunea laterală exercitată de reţeaua hidrografică permanentă în timpul viiturilor de vară cu ample distrugeri la nivelul drumurilor forestiere (Figurile nr. X. 6 şi 7).

Puterea de eroziune şi transport a râurilor creşte foarte mult în timpul viiturilor de primăvară şi vară, având capacitatea de a disloca şi transporta pe anumite distanţe fragmente de rocă (bolovăniş) de dimensiuni mari (diametrul 1000 – 1500 mm).

În funcţie de pantă, viteză şi debit poate fi sesizată o tendinţă de sortare a materialelor aluvionare în sensul că cele mai grosiere vor predomina în cursul superior al râurilor iar în aval vor fi din ce în ce mai mici.

Măsurători directe asupra debitului solid al râurilor din Masivul Giumalău nu au fost efectuate, condiţie în care se poate apela la o serie de formule teoretice de calcul a producţiei de aluviuni. În condiţii fizico-geografice asemănătoare cu cele din Giumalău, pentru bazinele de ordinul III din Masivul Rarău producţia de aluviuni a fost apreciată la cca. 40 – 70 t/km^2/an (C. Rusu, 2002). Estimarea acestei cantităţi trebuie privită cu multă circumspecţie deoarece, alături de suprafaţa bazinului se ia în calcul un coeficient de rezistenţă a rocilor la eroziune. Din măsurătorile efectuate în teren s-a constatat că indiferent de constituţia litologică versanţii prezintă o cuvertură de depozite deluviale de grosime variabilă în funcţie de condiţiile geomorfologice locale. Scoarţa de alterare este principalul furnizor de material solid pentru râuri iar pentru aprecierea producţiei de aluviuni îi revine un rol esenţial.

4. 7. 9. Procese geomorfologice specifice mediilor lacustre

Lacul cu caracter permanent situat la altitudinea de cca. 1480 m în culmea Timişului, la nord-vest de vârful Alunu, aparţine categoriei lacurilor de nişă de nivaţie, având diametrul luciului de apă de cca. 15 m şi adâncimea de sub 1 m.

Fundul acestuia este căptuşit cu material luto-argilos rezultat din aportul de material fin de pe versantul din spate şi din alterarea în situ a depozitelor grosiere de gelifracţie (şisturi sericitoase, grafitoase etc). Principalele procese lacustre existente aici sunt cele de colmatare prin aportul depozitelor coluviale şi de vegetaţie.

4. 7. 10. Procesele biogene

Sunt legate de capacitatea unor vieţuitoare de a crea microforme de relief cu caracter efemer (cârtiţele, furnicile). Muşuroaiele construite de cârtiţe constituie microforme de relief ce au apărut într-un timp foarte redus (câteva minute) şi au o durată de existenţă de cca. 1 an. Fiind vorba de dimensiuni mici, materialul din care sunt constituite este afânat şi foarte uşor modelat sau erodat de ploile torenţiale sau de scurgerea rezultată din topirea zăpezii. Observaţiile de teren efectuate în anotimpul de primăvară ne-au condus la concluzia că materialul din care sunt construite muşuroaiele de cârtiţă, suferă în timpul iernii o tasare accentuată, urmată de un proces de eroziune datorat scurgerii laminare de pe versanţi ca urmare a topirii zăpezii.

Muşuroaiele de furnici sunt microforme de relief mult mai rezistente în timp. Procesul de formare al acestora este mai îndelungat (comparativ cu timpul de formare al celor de cârtiţă) putând să se desfăşoare pe parcursul mai multor ani. Formarea muşuroaielor într-un timp mai îndelungat favorizează instalarea vegetaţiei pe suprafaţa acestora, fapt care duce la o mărire a rezistenţei faţă de pluviodenudaţie şi eroziunea de suprafaţă. De asemenea, s-a constatat că, spre deosebire de cele formate de cârtiţe, rezistenţa acestora la tasare sub influenţa zăpezii este net superioară.

Mărirea treptată a numărului de bovine, existent în aşezările situate în arealul aferent sau limitrof Masivului Giumalău, a contribuit şi contribuie la formarea cărărilor de animale. Acestea se formează în special pe versanţii abrupţi care sunt utilizaţi sub formă de păşune. Existenţa acestora este extrem de importantă pentru suprafeţele în cauză deoarece microterasele atenuează în mod semnificativ eroziunea areolară.

Tot în categoria proceselor biogene se încadrează dezrădăcinările de arbori care determină formarea microreliefului specific. Acestea au un rol important în cadrul transferului de material deluvial spre baza versanţilor. În arealele în care se produc astfel de procese, o cantitate apreciabilă de material este antrenată gravitaţional spre altitudini inferioare impulsionând, alături de alte procese, transferul materialului de pe versant.

În concluzie, având în vedere întreaga gamă de procese geomorfologice actuale, acestea se pot diferenţia în două etaje morfogenetice specifice masivului luat în studiu.

Etajul superior, situat la peste 1500 m altitudine, caracteristic proceselor crio-nivo-fluviale, în care rolul predominant în morfogeneză este deţinut de alternanţa îngheţ-dezgheţ şi zăpadă, pe parcursul a cca. 6 luni (octombrie-martie). În timp ce, în perioada fără strat de zăpadă, procesele fluviale sunt cele care acţionează cu intensitate. Acestui etaj morfogenetic îi corespunde culmea Giumalău-Alunu.

Etajul inferior, ce cuprinde întregul areal situat la altitudini de sub 1500 m, este acoperit, în cea mai mare parte, de păduri de conifere şi caracterizat de dominarea procesele fluvio-torenţiale a căror intensitate este în bună măsură atenuată de pădure.

Alături de acestea acţionează procese de prăbuşire, rostogolire, alunecare şi biogene iar, în anotimpul rece, un rol important este deţinut de procesele crio-nivale.

Concluzii

Aşezat în sectorul nordic al Carpaţilor Orientali, Masivul Giumalău este delimitat de unităţile montane învecinate prin văile adânci ale Bistriţei şi Moldovei precum şi prin văile afluenţilor acestora, reprezentate de pâraiele Colbu, Izvorul Giumalăului, Puciosu, Putnişoara şi Putna.

Între aceste limite, în cadrul unei evoluţii geomorfologice îndelungate, s-a individualizat o unitate morfologică, cu o suprafaţă de 213 km^2, ce prezintă o serie de trăsături comune cu celelalte unităţi montane ale zonei cristalino-mezozoice din vecinătate dar şi o serie de particularităţi, derivate din interacţiunea factorilor tectono-structural-litologici cu cei exogeni, aferenţi sistemelor morfoclimatice ce s-au derulat la scara timpului geologic.

Relieful acestui masiv montan a evoluat în funcţie de cele două nivele de bază, reprezentate de văile Bistriţei şi Moldovei, ale căror trasee s-au păstrat încă din sarmaţianul mediu (Bistriţa) şi sarmaţian inferior (Moldova). Cu menţiunea că, amonte de defileul Bistriţei de la Zugreni, traseul Bistriţei poate fi de vârstă apropiată traseului Moldovei, acceptând ipoteza că, aici, exista un râu care drena sectorul vestic şi sudic al Giumalăului fiind afluent al Moldovei.

În aceste condiţii, nivelul culmilor ce separă cele două mari bazine hidrografice ale Bistriţei şi Moldovei datează din sarmaţianul inferior ajustându-şi forma odată cu adâncirea şi ramificarea reţelei hidrografice.

Sub aspect morfostructural-litologic, vechimea substratului geologic este una dintre cauzele care au favorizat puternica fragmentare tectonică a masivului, cu reactivarea fracturilor în cadrul fazelor orogenetice alpine. În acest mod, multe dintre formaţiunile structurale iniţiale au fost distruse, astfel încât, a avut loc o diminuare treptată a potenţialului morfostructural, paralel cu creşterea potenţialului morfotectonic. Cu toate acestea, datorită diferenţierilor care apar în cadrul structurilor, la nivelul formaţiunilor litologice, sub aspectul rezistenţei la acţiunea de modelare a agenţilor externi, s-au putut păstra o serie de forme ale reliefului structural de tipul inversiunii de relief sau hog-back.

Interpretarea masivităţii reliefului din această unitate montană pe baza existenţei unui anticlinoriu nu se dovedeşte a fi reală, întrucât structurile plicative sunt subordonate structurilor disjunctive.

Morfostructural, se pune foarte bine în evidenţă culmea Giumalău-Alunu, a cărei orientare nord vest-sud estică este conformă cu orientarea generală a elementelor tectono-structurale. În condiţiile dezvoltării în pânză a porfiroidelor de Pietrosu, interpretările geomorfologice care explică masivitatea culmii Giumalău-Bogolin-Pietrosu Bistriţei pe baza existenţei dyke-ului porfiroid nu mai sunt de actualitate. Analizând elementele tectono-structurale din zonă se observă că structurile disjunctive direcţionale, situate de o parte şi de alta a acestei culmi, sunt planuri verticale, pe

suprafaţa cărora acest compartiment a suferit o mişcare de înălţare imprimându-i-se astfel, un caracter de horst. Din punct de vedere morfotectonic, se poate considera că, este o culme grefată pe un horst iar din punct de vedere morfostructural se prezintă ca o creastă de tip hog-back.

Referitor la sectorul transversal al văii Bistriţei, ipoteza care susţine formarea acestuia într-un sector puternic fragmentat de fracturi transversale nu este susţinută de cercetările geologice mai recente, singura explicaţie plauzibilă a acestui traseu fiind cea a antecedenţei.

Morfolitologic, în cadrul Masivului Giumalău s-a încercat diferenţierea unor asociaţii petrografice (complexe litologice) în funcţie de rezistenţa acestora la acţiunea agenţilor de modelare externi, fiind individualizate:

-complexe litologice cu rezistenţă mare, care cuprind unităţi structurale ale pânzei Bucovinice (pânza de Putna cu formaţiunile Tg_1 şi Tg_2, pânza de Pietrosu Bistriţei şi pânza de Rodna) şi ale pânzei Sub-bucovinice (formaţiunea Tg_2 din pânza de Putna);

-complexe litologice cu rezistenţă medie, ce includ pânza Sub-bucovinică (formaţiunea Tg_1 din pânza de Putna) şi pânza Infrabucovinică de Iacobeni;

-complexe litologice cu rezistenţă mică, în care se încadrează formaţiunile Tg_3, din pânzele Bucovinică şi Sub-bucovinică.

În cadrul reliefului acestui masiv, suprafeţele de nivelare sunt o realitate de necontestat, caracterizând partea superioară a interfluviilor cu aspect larg rotunjit. Morfologia actuală a suprafeţelor de nivelare este rezultatul evoluţiei îndelungate, sub influenţa agenţilor de modelare externi, în condiţiile structural-litologice şi tectonice specifice unităţii, materializată prin diferenţe altitudinale de cca. 550 m, înregistrate între sectorul vestic şi cel estic. Din punct de vedere morfogenetic, în masivul Giumalău s-a format o singură suprafaţă de nivelare (Poiana Ciungilor), de vârstă miocenă care, datorită tectonicii, a fost compartimentată şi înălţată la altitudini cuprinse între 1100 – 1850 m.

Analiza formei versanţilor din unitatea luată în studiu conduce la constatarea că versanţii de tip mixt sau rectiliniu deţin un procent însemnat, de 35 – 53% din totalul profilelor executate pe fiecare ordin de mărime în parte. Ponderea versanţilor de tip concav creşte odată cu ordinul văilor în timp ce procentul deţinut de versanţii cu profil convex scade.

Pentru a evidenţia aceste aspecte s-a procedat la calculul coeficientului de corelaţie dintre coeficientul de formă al versantului (Cfv) şi coeficientul de concavitate al profilului longitudinal al văii de care aparţine versantul (C1). Calculul s-a efectuat pentru ordinele III, IV şi V iar rezultatul de –0,318 indică proporţionalitatea inversă între concavitate şi coeficientul de formă al versanţilor.

În cadrul reliefului fluvio-denudaţional evoluţia bazinelor hidrografice de un anumit ordin este o rezultantă a integrării acestora într-un sistem al reţelei de drenaj cu legături de interdependenţă atât la nivel superior rangului la care se află cât şi la nivel

inferior. Relaţiile dintre variabilele analizate în cadrul bazinelor hidrografice exprimă gradul de determinare al acestora, cu influenţe directe în evoluţia reliefului masivului.

Perimetrul corelat cu suprafaţa bazinului şi energia maximă controlează majoritatea variabilelor morfometrice analizate la nivelul bazinelor de ordinul III. Pe măsură ce creşte ordinul bazinelor studiate, gradul de control al acestor variabile scade odată cu reducerea numărului de variabile cu coeficienţi de corelaţie semnificativi, de la 43% pentru ordinul III la 30% pentru ordinul IV.

Modelarea matematică a profilelor longitudinale ale albiilor minore evidenţiază faptul că, în timpul „grade", la nivelul profilelor longitudinale ale râurilor de ordinele III, IV şi V, procesele erozionale vor fi net predominante celor acumulative.

În condiţiile apartenenţei acestui teritoriu la două mari bazine hidrografice Moldova şi Bistriţa, se constată o anumită diferenţiere în ceea ce priveşte gradul de dezvoltare al reţelei de drenaj.

În bazinul hidrografic al Bistriţei se constată o relaţie evidentă între nivelurile inferioare ale pragurilor de pe afluenţii direcţi şi nivelurile de terase ale Bistriţei. Pentru afluenţii de ordinul IV şi V, factorul principal care a determinat apariţia pragurilor este variaţia nivelului de bază local, reprezentat de albia minoră a Bistriţei.

În bazinul hidrografic al Moldovei pentru afluenţii de ordinul V (Putna şi Izvorul Giumalăului) ruperile de pantă din albia minoră sunt caracteristice doar cursurilor superioare, profilele având o concavitate pronunţată, demonstrând astfel o stare avansată de echilibru dinamic. Factorii de control ai acestor praguri sunt cei legaţi de substratul geologic, fără a identifica o corespondenţă cu nivelurile de terase ale Moldovei.

Treptele de luncă şi terasele văilor din Masivul Giumalău au în general un caracter aluviat, păstrându-se sub forma podurilor bine individualizate, adesea parazitate de glacisuri coluvio-proluviale. Vârsta acestora a fost evaluată între Holocen (treptele de luncă) şi Pleistocen inferior-Pliocen superior (terasele mai înalte de 100 m).

Elementele specifice reliefului periglaciar apar ca microforme răspândite pe suprafaţa formelor majore. Formele de relief rezultate în urma acţiunii proceselor periglaciare din Pleistocen au fost parţial estompate de procesele geomorfologice care au urmat acestei perioade, remarcându-se, în prezent, un relief periglaciar sculptural şi un relief periglaciar acumulativ. Relieful periglaciar sculptural este reprezentat de abrupturile şi martorii reziduali de gelifracţie, jgheaburile periglaciare, semipâlnii de solifluxiune, nişele de nivaţie, terasele de crioplanaţie şi văile asimetrice iar relieful periglaciar de acumulare este reprezentat de versanţii de gelifracte, conurile de grohotiş şi glacisuri de solifluxiune.

Pentru anumite zone ale unităţii montane studiate, microformele de relief rezultate prin acţiunea directă a animalelor şi plantelor îmbogăţesc microrelieful local, printr-o notă particulară dată peisajului. În această categorie intră muşuroaiele de

cârtiţe sau furnici, cărările de animale, râmăturile de mistreţi şi microrelieful specific dezrădăcinării arborilor.

Intervenţia antropică asupra reliefului s-a realizat treptat, pe măsură ce necesităţile socio-economice au impus amenajarea unor sectoare de văi în vederea accesului spre zonele locuite sau de exploatare a unor materii prime, aspectul geomorfologic iniţial fiind completat cu o serie de forme antropice destructive şi de construcţie.

În categoria formelor antropice destructive se încadrează debleurile şi semidebleurile, carierele, galeriile şi tunelurile, şanţurile de explorare şi tranşeele de război, relieful antropic de construcţie fiind reprezentat de ramblee, halde, diguri şi haituri.

Având în vedere faptul că relieful este un element al peisajului aflat într-o continuă transformare, întreaga gamă de procese geomorfologice actuale se poate diferenţia în două etaje morfogenetice specifice masivului luat în studiu.

Etajul superior, situat la peste 1500 m altitudine, este caracterizat de prezenţa proceselor crio-nivo-fluviale, în care rolul predominant în morfogeneză este deţinut de alternanţa îngheţ-dezgheţ şi zăpadă, pe parcursul a cca. 6 luni (octombrie-martie). În perioada fără strat de zăpadă, procesele fluviale sunt cele care acţionează cu intensitate. Acestui etaj morfogenetic îi corespunde culmea Giumalău-Alunu.

Etajul inferior, ce cuprinde întregul areal situat la altitudini de sub 1500 m, este acoperit, în cea mai mare parte, de păduri de conifere şi caracterizat de dominarea procesele fluvio-torenţiale ale căror intensitate este în bună măsură atenuată de pădure. Alături de acestea acţionează procese de prăbuşire, rostogolire, alunecare şi biogene iar, în anotimpul rece, un rol important este deţinut de procesele crio-nivale.

În virtutea faptului că societatea umană nu a reuşit să dezlege decât cca. 10% din secretele naturii, relieful Masivului Giumalău rămâne un teren deschis cercetărilor geomorfologice viitoare întrucât studiul de faţă reprezintă doar un clişeu din lungmetrajul geografic al unităţii.

BIBLIOGRAFIE

ABAGIU P. (1979) *Cu privire la capacitatea de retenţie a pădurii*, Bul. Inf. A.S.A.S., Bucureşti.

APOSTOL L., APĂVĂLOAE M. (1984), *Contribuţii la cunoaşterea precipitaţiilor atmosferice în Ţara Dornelor*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.

APĂVĂLOAE M. APOSTOL L. (1984), *Caracteristicile inversiunilor termice în Depresiunea Dornelor*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.

ASTRADE L., JACOB N., BRAVARD J.P., ALVAREZ CAROLINE (1999) *Dynamiquesedimentaire d'un cours d'eau de montagne court-circuite: La haute vallee de L'aude a l'aval du barrage de Puyvalador (France)*, Bull. De la Societe geographique de Liege, 37, p. 91-109.

ATHANASIU S. (1899), *Morphologische skizze de Nord Moldauchen Karpathen*, Bull.soc. Şt., t. VIII, nr. 3.

BALINTONI I., ŢÎMPĂU I. (1974), *Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriţei între Zugreni şi Izvorul Rău (Carpaţii Orientali)*, St.şi cerc. geol. geofiz., Bucureşti.

BALINTONI I., GHEUCA I. (1977), *Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv şi tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpaţii Orientali)*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

BALINTONI I. (1981), *Date noi asupra poziţiei structurale a metamorfitelor din bazinul Văii Putnei (Carpaţii Orientali)*. D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVII/5, Bucureşti.

BALINTONI I. (1981), *Probleme structurale ale văii Bistriţei între Dorna Arini şi Zugreni (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVI/5, Bucureşti.

BALINTONI I., GHEUCA I. (1982), *Structura şi litostratigrafia sectorului vestic al cristalinului Bistriţei între Dorna Arini şi Drăgoiasa (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVII/5, Bucureşti.

BALINTONI I., GHEUCA I. (1982), *Comentariu la harta unităţilor tectonice ale zonei cristalino-mezozoice a Carpatilor Orientali, în regiunea dintre Valea Putnei şi Muntele Budac,* D. S. Instit. Geol. Geofiz., vol. LXVII/5, Bucureşti.

BALINTONI I., GHEUCA I., VODĂ AL. (1983), *Alpine and Hercynian over thrust Nappes front Central and Southern Areas of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone,* An. Inst. Geol. Geofiz., vol. LX, Bucureşti.

BALINTONI I. (1984), *Structure of the right side of the Bistriţa River between Ciocăneşti and V. Dornei. (Est Carpathions)*, D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXIII/5, Bucureşti.

BALINTONI I. (1996), *Geotectonica terenurilor metamorfice din România*, Edit. Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj Napoca.

BARBU I. (1982), *Cercetări privind influenţa factorilor din sol şi a altor factori staţionali asupra rupturilor şi doborâturilor produse de zăpadă în pădurile din Bucovina,* Teză de doctorat, Universitatea Braşov.

BARBU I. (1996), *Contribuţii la prognoza volumului şi a suprafeţelor calamitate de vânt* I.C.A.S. Câmpulung Moldovenesc.

BARBU N. (1971), *Obcina Mestecănişului. Consideraţii morfostructurale şi morfolitologice*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.

BARBU N., IONESI L. (1973), *Etapele de evoluţie geomorfologică a Obcinelor Bucovinei,* vol. „Realizări în Geografia României", Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

BARBU N. (1976), *Obcinele Bucovinei,* Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti.

BARBU N. (1978), *Relief structural des Obtchines de la Bucovine,* Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, XII, Krakow.

BARBU N., LUPAŞCU GH., RUSU C. (1984), *La converture du sol des Montagnes de Bistriţa,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, t. XXX, s. IIb, Iaşi.

BARBU N., IONESI L. (1987), *Obcinele Bucovinei, ghid turistic,* Ed. Sport-Turism, Bucureşti.

BARBU N. BĂCĂUANU V. (1990), *Consideraţii asupra "culuoarului Bîrgău-Dorna-Valea Moldovei"*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.

BĂCĂUANU V. (1989), *Geomorfologie*, Ed. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

BĂCĂUANU V., UNGUREANU IRINA (1990), *Relieful depresiunii intramontane Câmpulung Moldovenesc,* Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 9, 1988, Iaşi.

BĂNCILĂ I., PAPIU C. V. (1953), *Jaspurile triasice de la Pojorîta, Bucovina,* Bul. Şt. Acad. R. P. R., vol. V, Bucureşti.

BĂNCILĂ L. (1958), *Geologia Carpatilor Orientali,* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

BERCIA L, BERCIA ELVIRA., KRĂUTNER H., KRĂUTNER FLORENTINA, MUREŞAN M. (1967), *Unităţi tectonice structurale şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali),* D. S. Com. de stat al Geol., vol. LIII/1, Bucureşti.

BERCIA I., BERCIA ELVIRA, SĂNDULESCU M., SZASZ L. (1975), *Harta geologică, Scara 1: 50.000, Foaia Vatra Dornei*.

BERCIA I., KRĂUTNER H., MUREŞAN M. (1976), *Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians,* An. Inst. Geol. Geofiz., vol. L, Bucureşti.

BLEAHU M. (1974), *Morfologia carstică.* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

BOJOI I. (1976), *Munţii Hăghimaş şi zona Cheilor Bicazului. Studiu geomorfologic cu privire specială asupra carstului,* Rez. tezei de doctorat, Iaşi.

BOJOI I. (1978), *Asimetria versanţilor unor văi din munţii cristalini ai Bistriţei datorită morfogenezei periglaciare,* Lucr.Staţ. „Stejarul", Geol. – Geogr.,Pângăraţi.

BOJOI I. (1986), *Rolul glaciaţiei pleistocene şi a proceselor periglaciare în modelarea reliefului din Munţii Călimani,* An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.

BOJOI I., APETREI M., VÂRLAN M. (1994-1995), *Analysis and modelling of. morphometrical parameters of the foodplains in the upper Jijia drainage basin,*

Analele şt. ale Univ. "Al.I.Cuza" Iaşi, t. 40 - 41, s. 2c, geografie.
BRAVARD J.P., LANDON N., PIEGAY H. (1998) *Examples of River Restoration in Braided Rivers of Europe*, International Symposium on River Restoration, Tokyo, pp. 61-70.
BRAVARD J.P. (1998) *Le temps et l'espace dans les systemes fluviaux, deux Dimension specifiques de l'approche geomorphologique*, Anales de Geographie, Edit. Armand Colin, p. 3-15
BRAVARD J.P., LANDON N., PEIRY J.L., PIEGAY H. (1999), *Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers*, Geomorphology 31, 291-311, Elsevier.
BRAVARD J.P., PEIRY J.L. (1999) *The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum*, Floodplains: Interdisciplinary Approaches, London, 259-268.
BRAVARD J.P. (2000) *Le comportement hydromorphologique des cours d'eau au petit age glaciaire dans les Alpes Francaises et sur leur piedmont*, 25emes Journees Scientifiques de GFHN, Meudon.
BRUNSDEN D., PRIOR D.B. (editori), (1984), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester.
CARSON M.A., KIRKBY M.J. (1972), *Hillslope Form and Process*, Cambridge University Press, London.
CAZACU V., LUPAŞCU GH., RUSU C. (1991-1992), *Dinamica raporturilor dintre alterare şi procesele pedogenetice pe roci cristaline*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.
CHIRIŢĂ V. (2000), *Depresiunea Dornelor. Studiu fizico-geografic*, Teză de doctorat, Iaşi.
CHORLEY R.J., SCHUMM S.A., SUGDEN D.E. (1985), *Geomorphology*, Methuen, London.
CIOBANU I. (1969), *Analiza de polen în unele mlaştini de turbă din zona estică A Masivului Rodnei*, Contrib. bot, Cluj-Napoca.
CIOCÎRDEL R., ESCA H. (1966), *Încercare de sinteză a datelor cu privire la Mişcările verticale recente ale scoarţei terestre în România,* St. şi Cercet. Geol. Geofiz., Geogr., seria Geofiz., tom IV, nr. I, Bucureşti.
COCÎRŢĂ C. (1973), *Studiul chimic al rocilor porfiroide din bazinul inferior al văii Neagra Broştenilor*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.
COCÎRŢĂ C., POPA GH. (1974), *Contribuţii geochimice la cunoaşterea rocilor porfiroide din cristalinul Carpaţilor Orientali*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
COTEŢ P. (1954), *Metode de reprezentări cartografice*, Ed.tehnică, Bucureşti.
COTEŢ P. (1960), *Câteva date noi asupra elementelor periglaciare din ţara noastră,* An. Şt. Univ. „AI. I. Cuza" Iaşi, s: II, f. *4*, Iaşi.
COTEŢ P. (1975), *Geomorfologia României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

DAVID M. (1949), *Evoluţia reliefului în masivul Bistriţei Modoveneşti,* Extras din Rev. Şt. „V. Adamachi", vol. XXXV, nr. 1-2, Iaşi.
DE SITTER L.U. (1969), *Geologie structurală*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
DIACONEASA B., TOVISSI I. (1971), *Analizele de polen în sedimentele pleistocene de la Hoghiz,* Progrese în palinologia românească, Edit. Academiei, Bucureşti.
DIMITRESCU R. (1960), *Observaţii privind depozitele mezozoice şi tectonica regiunii Iacobeni,* S.S.N.G., Comunic. Geol. - Geogr., vol. I, Bucureşti.
DIMITRESCU R. (1965), *Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni,* D. S. Com. Geol., vol. LI, 1, Bucureşti.
DIMITRESCU R. (1976), *Metamorfismul Eoalpin în Carpaţii Româneşti*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
DISSESCU R. şi colab. (1962), Doborâturile produse de vânt în anii 1960-1961 în pădurile din R.S.R., Ed. Agrosilvică, Bucureşti.
DONISĂ I. (1960), *Contribuţii la studiul geomorfologic al văii Bistriţei,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. IIb, vol. VI, fasc. 4, Iaşi.
DONISĂ I. (1961), *Contribuţii la cunoaşterea geomorfologiei văii Bistriţei, între Broşteni şi Bicaz,* An. Şt. Univ. Iaşi, vol. VII, fasc. 2, s. IIb, Iaşi.
DONISĂ I. (1964), *Geomorfologia văii Bistriţei în amonte de Vatra Dornei,* An. Şt. Univ. „Al.I.Cuza" Iaşi, tom X, s. IIb, Geol.-Geogr., Iaşi.
DONISĂ I. (1965), *Aspecte din evoluţia Văii Bistriţei*, An. Şt. ale Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi.
DONISĂ I. (1966), *Aspecte din evoluţia pliocen-cuaternară a văii Bistriţei*, An. Şt. ale Univ."Al.I. Cuza" Iaşi.
DONISĂ I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriţei.* Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti.
DONISĂ I., POGHIRC P. (1968), *Valea Bistriţei,* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
DONISĂ I. (1972), *Asupra vechimii reţelei hidrografice din partea nordică şi centrală a Carpatilor Orientali*, Bul. Soc. de Şt. Geogr. din R. S. R., vol. 1 (71), Bucureşti.
DONISĂ I., DAVIDESCU G. (1972), *Unele particularităţi termice de pe teritoriul ţării noastre, condiţionate de relieful carpatic,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", tom XVIII, s. IIb, Iaşi.
DONISĂ I., BARBU N., IONESI L. (1973), *Etapele evoluţiei reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali,* Realizări în Geografia României, Culegere de studii, Ed. Şt., Bucureşti.
DRAGHINDĂ D. (1980), *Repartiţia precipitaţiilor atmosferice în raport cu altitudinea, pe versantul estic al Carpatilor Orientali*, Lucr. Staţiunii de cercetări "Stejarul", seria geologie-geografie, Pângăraţi.
DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M. (1968), *Probleme structurale fundamentale* a*le Carpatilor Româneşti şi vorlandul lor,* An. Com. geol., t. XXXVI, Bucureşti.
EYLES R.J. (1971), *Bifurcation Ratio–A Useless Index?*, New Zealand Geographer, 30.

ERHAN ELENA (1980), *Particularităţi ale climei din zona oraşului Câmpulung Moldovenesc* An. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, secţ. II, 6, tom XXVI, Iaşi.

ERHAN ELENA (1981), *Contribuţii la studiul inversiunilor de temperatură din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc*. Lucr. Sem. geogr. „D. Cantemir", nr. 1, Iaşi.

ERHAN V., ONICEANU M., CĂRUNTU C. (1966), *Studiu petrografic şi chimic al gnaiselor din regiunea Masivului Giumalău*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.

ERHAN V., CĂRUNTU C. (1966), *Studiu petrochimic al şisturilor cristaline dintre Valea Bistriţei şi pârâul Delniţa,* An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.

ERHAN V., POPA GH. (1967), *Studiu petrografic şi chimic al carbonatitelor din unitatea epimetamorfică centrală cuprinsă între Valea Bistriţei şi Valea Putnei*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.

ERHAN V. (1974), *Studiul geologic al regiunii Valea Putnei - Giumalau (Carpaţii Orientali),* Stud. tehn, şi econ., Inst. Geol. Geofiz., I, 10, Bucureşti.

ERHAN V. (1981), *Contribuţii la determinarea condiţiilor fizice ale metamorfismului din compartimentul moldav al Carpaţilor Orientali pe baza studiului mineralotermometric,* An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.

FILIPESCU G. M. (1967), *Geologia Carpatilor Orientali.* St. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr, Seria Geol., vol. XII, nr. 1, Bucureşti.

GHEUCA I. (1977), *Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv şi tectonică, în regiunea Zugreni—Barnar (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXIII/5, Bucureşti.

GLOD MIHAELA, LESENCIUC C. D., CĂPITAN R. (1994), *Observaţii asupra profilelor longitudinale ale râurilor din bazinul hidrografic al Bistriţei amonte de Vatra Dornei*, Rev. „Noosfera – Geografia în anul 300 al Universităţii Bucureşti", Bucureşti.

GRASU C, TURCULEŢ I., CATANÂ C, NIŢĂ M.L (1991), *Petrografia mezozoică din compartimentul moldovenesc (Carpaţii Orientali),* Ed. Acad., Bucureşti.

GRECU FLORINA, COMĂNESCU LAURA (1998), Studiul reliefului. Îndrumător pentru lucrări practice. Edit. Univ. din Bucureşti.

GRIGORE M., IELENICZ M. (1968), *Cu privire la metodele de întocmire a hărţii pantelor*. Natura, geol. geogr., nr. 6, Bucureşti.

GRIGORE M. (1972), *Cartografie Geomorfologică.* Edit. Univ. Bucureşti.

GRIGORE M. (1979), *Reprezentarea grafică şi cartografică a formelor de relief,* Ed. Acad., Bucureşti.

GRIGORE M. (1980), *Munţii Semenic. Potenţialul reliefului,* Ed. Acad., Bucureşti.

GRUMĂZESCU CORNELIA (1975), *Depresiunea Haţegului. Studiu geomorfologic,* Ed. Academiei, Bucureşti.

GURĂU A. (1982), *Microtectonica*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

HACK, J. T. (1957), *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, Geological Survey Prof., Paper, *294-B* .

HOOBS E. B., MEANS D. M., WILLIAMS P. F. (1988), *Principii de geologie*

structurală, Edit. Şt. şi Enciclopedică, Bucureşti.
HORTON R.E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophisical approach to quantitative morphology*, "Bull. of the Geol. Soc. of America", 56.
ICHIM I. (1972), *Problema teraselor de crioplanaţie din Masivul Călimani*, Lucr.Stat. „Stejarul", Geol. - Geogr., Pângăraţi.
ICHIM I. (1973), *Cu privire la unele fenomene periglaciare din Carpaţii Orientali,* în „Realizări în geografia României", Bucureşti.
ICHIM I. (1973), *Munţii flişului dintre valea Moldovei şi valea Bistriţei,* Teză de doctorat, Iaşi.
ICHIM I. (1975), *Consideraţii asupra condiţiilor paleomorfoclimatice din Carpaţii Orientali*, Lucr.Staţ. „Stejarul", Geol. - Geogr., Pângăraţi.
ICHIM I. (1979), *Munţii Stânişoarei. Studiu geomorfologic,* Ed. Acad., Bucureşti.
ICHIM I. (1980), *Probleme ale cercetării periglaciarului în România*, St. cerc. GGG, Geografie, 27, 1, Bucureşti.
ICHIM I., RĂDOANE M. (1981), *Elemente noi pentru individualizarea ciclurilor degradare - agradare în dinamica albiilor de râu*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir".
ICHIM I. (1981), Tendinţe actuale în formarea glacisurilor în condiţiile morfogenetice din România, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.
ICHIM I., RĂDOANE M. (1982), *Analiza morfometrică ca metodă de evaluare a tendinţelor în dinamica unor formaţiuni torenţiale de pe versantul drept al văii Trotuşului*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.
ICHIM I., RĂDOANE MARIA (1983), *Observaţii asupra faciesului de albie minoră din bazinul râului Bistriţa, amonte de Poiana Teiului*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.
ICHIM I., RĂDOANE MĂRIA (1985), *Tendinţe în tranzitul de aluviuni şi în dinamica patului albiilor din bazinul rîului Putna (Vrancea),* Hidrotehnica, 30, 5, Bucureşti.
ICHIM I., RĂDOANE MARIA, URSU C, DUMITRESCU G. (1986), *Model de regresie multiplă progresivă pentru evaluarea producţiei de aluviuni din bazine hidrografice mici*, Hidrotehnica, 31, 10, Bucureşti.
ICHIM I. (1986), *Semnificaţia mărimii suprafeţei bazinului hidrografic în modelarea reliefului*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.
ICHIM I., RĂDOANE MARIA (1987), *Problema erodabilităţii terenurilor din Carpaţii Orientali*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.
ICHIM I. (1988), Semnificaţia mărimii suprafeţei bazinului hidrografic în dinamica proceselor fluviale, „Hidrotehnica", 33, 3.
ICHIM I., BĂTUCĂ, D., RĂDOANE MARIA, DUMA, D. (1989), *Morfologia şi dinamica albiilor de râu*, Edit. tehnică, Bucureşti.
ICHIM I., RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N. (1992), *Eşantionarea depozitelor de albie formate din pietrişuri şi bolovănişuri. Metode şi analiză,* Lucr. Celui de-

al IV –lea Simpozion „Proveniența și efluența aluviunilor”, Piatra Neamț, 1992.

ICHIM I., *Geomorfologie. Note de curs*.

ICHIM I., RADOANE MĂRIA, RĂDOANE N., MICLĂUȘ CRINA (1996) *Carpathian Gravel Bed Rivers in Recent Time- A Regional Approach-*, Transactions, Japonese Geomorphological Union 17-3, p.135-157.

ICHIM I., RADOANE MĂRIA, RĂDOANE N., GRASU C., MICLĂUȘ CRINA (1998), *Dinamica sedimentelor. Aplicație la râul Putna - Vrancea,* Ed. Tehnică, București.

ICHIM R. și colab. (1975), *Cercetări asupra calității lemnului de molid din nordul țării*, I.C.A.S. Seria a II-a, Cîmpulung Moldovenesc.

IELENICZ M. (1973), *Considereații privind evoluția reliefului Carpaților Orientali și de curbură,* în „Realizări în Geografia României”, Ed. Șt. București.

IELENICZ M. (1984), *Munții Ciucaș-Buzău. Studiu geomorfologic,* Ed. Academiei, București.

IDRICEANU TR., ERHAN V., POPA GR (1966), *Studiul petrografic și chimic al gnaisului din chiuveta Rarăului,* An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, tom XII, s. IIc, Iași.

ILIE I.D., GRIGORE M. (1964), *Metode pentru întocmirea hărții adâncimii fragmentării reliefului*, Natura, seria geol.-geogr., nr.3.

ILIE M. (1957), *Cercetări geologice în regiunea Rarău-Câmpulung Moldovenesc-Pârâul Cailor,* An. Inst. Geol. vol. XXX, București.

ILIEȘ GR., ILIEȘ M. (1953), *Contribuții la cunoașterea cuvetei Pojorâta,* „Natura", nr, 6, București.

IONESCU C. (1959-1960), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni*, D.S. Comit. Geol. XLVII, București.

JOJA T., MUTIHAC V., MUREȘAN M. (1968), *Cristaline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Capathians (Northern) Sector,* Lucr. Inst. Geol., Congr. XIII, Sess. Prague. Guide to excursion, 46 AC.

JOJA T., ALEXANDRESCU GR., BERCIA I., MUTIHAC V., DIMIAN M. (1968), *Harta geologică, Scara 1: 200.000, Foaia Rădăuți*.

KRĂUTNER TH. (1929), *Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului,* An. Inst. Geol. Rom. Vol. XIV, București.

KRĂUTNER TH. (1933), *L' extremite sud de la couvette marginale mesozoique de la Bucovina,* C.R. Inst. Geol. Roum., voi. XIX, București.

KRĂUTNER H., KRĂUTNER FLORENTINA (1974), *Litostratigrafia seriei de Tulgheș, din pânza de Putna, în regiunea Botuș-Breaza (Carpații Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LX/1, București.

LANDON N., PIEGAY H., BRAVARD J.P. (1998) *The Drome river incision (France): from assessment to management*, Landscape and urban planning 43, p. 119-131, Elsevier

LĂZĂRESCU V. (1980), *Geologie Fizică,* Edit. Tehnică, Bucureşti.
LILLIENBACH (1834), Lill de *Journal d"un voyage geologique en Bukovine, en Transylvanie et dans le Marmorosch,* Mem. de la Soc. Geol. de la France, vol. I, Paris.
LESENCIUC C. D. (1998), *Observaţii geomorfologice asupra profilelor longitudinale ale râurilor din bazinul hidrografic Moldoviţa***,** Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", vol. *15-16*, Iaşi.
LESENCIUC C. D. (2002), *Structural landforms of the Giumalău Massif,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi.
LESENCIUC C. D. (2002), *Morfolitologia Masivului Giumalău*, Lucr. Semin. geogr. „D.Cantemir", Iaşi.
LOZINSKI M. W. (1909), *On the Mechanical Weathering of Sandstone in Temperate Climates*, în *Cold climate landforms*, John Wiley & Sons.
MAC. I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Editura Academiei, Bucureşti.
MACOVEI G. (1927), *Apergu geologique sur Ies Carpates Orienthales,* Guide Exc. Assoc. Geol. Carp.-Balc, Bucureşti.
MARCHI L., BROCHOT S. (2000) *Les cones de dejection torrentiels dans les Alpes francaise. Morphometrie et processus de transport solide torrentiel*, Revue de Geographie Alpine.
MARNEZY A. (1999), *L'arc et sa valee antropisation et geodynamique d'une riviere alpine dans son bassin versant*, Teză de doctorat, Univ. J. F. Grenoble.
MARTINIUC C. (1960), *Interpretarea geomorfologică a unităţilor geostructurale ce alcătuiesc teritoriul R. P. Române,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, T. II, f. 2, Iaşi.
MARTINIUC C, DONISA I,, HÂRJOABĂ L. (1962), *Geomorfologia teritoriului oraşului Vatra Dornei,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", s. Hb, vol. VIII, Iaşi.
MARTINIUC C. (1971), *Bazele teoretice ale alcătuirii hărţilor geomorfologice generale detaliate*, Univ. „Al.I.Cuza", Iaşi.
MARTONNE EMM. DE (1922), *Les Alpes de Bucovine et leurs abords,* Lucr. Inst. Geogr., Cluj, vol. I, Cluj.
MARTONNE EMM. DE (1926), *Traite de geographie physique (Le relief du sol),* Paris
MAYER R (1936)., *Bericht uber morphologischen Studien in den 0stkarpathen,* An. I. G. R., XVII.
MIHĂILESCU V. (1944), *Ţara Dornelor*, Bucureşti.
MIHĂILESCU V., DRAGOMIRESCU Ş. (1959), *Franjuri periglaciare în faleza Mării Negre,* Comun. Acad. R.P.R., IX. 4.
MIHĂILESCU V. (1960), *Observaţii morfologice în nordul Rarăului,* Com. Acad. R. P. R., IX, 6.
MIHĂILESCU V. (1963), *Carpaţii Sud-Estici de pe teritoriul R. P. Române,* Ed. Şt., Bucureşti.
MIHĂILESCU V. (1969), *Geografia fizică a României,* Ed. Şt., Bucureşti.

MORARIU T., SAVU AL., DUMBRAVĂ F. (1957), *Energia reliefului R.P.R.*, St. cerc. geol. geogr., Acad. R. P. Române, Fil. Cluj, t. VIII, fasc. 3-4.
MORARIU T., DONISA I. (1968), *Terasele fluviale din România,* St. şi cercet, Acad. R. S. R., s. Geogr., I, Bucureşti.
MORARIU T., et al. (1960), *Le stade actuel des recherches sur le periglaciaire de la R. P. Roumanie,* Recueil d'etudes geographiques, Bucureşti.
MORARIU T. (1959), *Raionarea fizico-geografică a Carpaţilor Orientali,* în „Omagiu lui Tr. Săvulescu", Ed. Acad., Bucureşti.
MORARIU T., POSEA GR., MAC I. (1980), *Regionarea geomorfologică a Carpaţilor Orientali şi a Carpaţilor de Curbură,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., s. Geogr., tom XXVII, nr. 1, Ed. Acad., Bucureşti.
MUNTEANU S. A. (1969), *Aspecte privind amenajarea complexă a bazinelor hidrografice*, Bul. Inf. A.S.A.S., 8, Bucureşti.
MUREŞAN M., TĂNĂSESCU ANCA, IONCICĂ MAGDALENA (1975), *Concordanţa de vârstă între metamorfismul regional proterozoic al granitoideior de Hăghimaş şi cel al seriei de Bretila—Rarau (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXI, 5, Bucureşti.
MUREŞAN M. (1976), *O nouă ipoteză privind pânzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpatilor Orientali,* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol.LXII/5, Bucureşti.
MUREŞAN M. (1983), *Relations entre le massif alcalin de Ditrău et Ies nappes de charriage des Carpathes Orientales,* An. Inst. Geol. Geofiz., vol. LX, Bucureşti.
MUREŞAN M. (1984), *Nappes de charriage a metamorphites de la pârtie meridionale de la zone cristallino—mesozoique des Carpathes Orientales,* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVIII/5. 1981, Bucureşti.
MURGOCI GH. (1900), *Asupra unor fenomene de îngheţ în terenurile poroase şi turboase*, Bull. Soc. Şt. Bucureşti, IX.
MUŞAT V., SILION T., OLARU L. (1984), *Geologie inginerească*, Edit. Univ. Iaşi.
MUTIHAC V. (1965), *Consideraţii asupra doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza),* St. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., s. Geol., tom X, nr. 1, Bucureşti.
MUTIHAC V., CHELARU ELENA, CÎRSTOV ELENA (1966), *Noi date asupra triasicului din Rarău,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, ser. Şt. Nat., vol. XII, Iaşi.
MUTIHAC V. (1966), *Probleme de stratigrafie şi tectonică privind sinclinalul Rarăului,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz., ser. Geol., vol. XI/2, Bucureşti.
MUTIHAC V. (1966), *Tectonica regiunii Valea Putnei - Valea Stînei*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
MUTIHAC V. (1968), *Structura geologică a complexului nordic din sinclinalul marginal extern,* Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti.

MUTIHAC V. (1969), *Structura geologică a sinclinalului marginal extern la nord de Valea Moldovei,* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LIV/3, Bucureşti.

MUTIHAC V. (1970), *Evoluţia zonei central carpatice în orogeneza alpină,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz., Geogr., ser. Geol., vol. XV/2, Bucureşti.

MUTIHAC V., NAUM TR. (1971), *Morfostructura şi morfolitologia sinclinalului Rarău-Lucina,* Bul. Soc. Şt. Geol. R. S. R., vol. XIII, Bucureşti.

MUTIHAC V., IONESI L. (1974), *Geologia României,* Ed. Tehn., Bucureşti.

MUTIHAC V. (1988-1989), *Modele geostructural concernant la chaine alpine centrale et sud-est Europeenne,* Rev. Rom. Geol. Geophys, Geophys., Geogr., serie Geol., 32, Bucureşti.

NEDELCU L. (1982), *Unitatea tectonică de Chiril, o nouă unitate bucovinică a Carpatilor Orientali, în regiunea dintre Muntele Giumalău şi valea Puzdra,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geol., tom XXVII, Bucureşti.

NICOLAU T. (1905), *Gnaisul de Rarău,* Arh. Soc. Ştiinţe Iaşi.

NICULESCU GH., NEDELCU E. (1961), *Contribuţii la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a Munţilor Retezat - Godeanu - Ţarcu şi Făgăraş -Iezer,* Probl. de geogr. vol. VIII.

NICULESCU GH. (1965), *Masivul Godeanu. Sudiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.

NORDON A. (1933), *Resultats sommaires et provisoires d'une etude morphologique des Carpats Orientales roumaines,* C. R. Congr, Internat. Geogr., Paris, II, f. L.

OHMORI H., SAITO K. (1933), *Morphological development of longitudinal profiles in Japan and Taiwan,* "Bull. of. Department of Geography", Univ. of. Tokyo, *25*.

OLARU L., ONICEANU M. (1979), *Precizări asupra vîrstei formaţiunilor epimetamorfice din zona Rusoaia (M. Bistriţei) pe baza analizelor sporo-protistologice,* An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.

OLARU L., SILION T., MUŞAT V. (1982), *Geomecanica*, Edit. Univ. Iaşi.

ORGHIDAN N. (1969), *Văile transversale din România,* Ed. Acad., Bucureşti.

PANDI G. (1997), *Concepţia energetică a formării şi transportului aluviunilor în suspensie*, Edit. Presa Universitară Clujeană.

PANTAZICĂ MARIA, SCHRAM MARIA, MARTINIUC C (1962)., *Observaţii hidrogeologice pe teritoriul oraşului Vatra Dornei,* An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.

PATRULIUS D. (1960), *La couverture mesozoique des massifs cristallins des Carpates Orientales,* Anal. Inst. Geol. Hung., voi. XLIX, 1, Budapesta.

PAUL K. M. (1876), „ *Grundzuge der Geologie der Bukovina,* Jahrb. Geol. R.-A., XXVI, Wien.

PAULIUC S., DINU C. (1985), *Geologie structurală,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

PETREUŞ I., GONDRABURA E. (1977), *Contribuţii la cunoaşterea şisturilor cristaline dintre pârâul Colbu şi pârâul Secu*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.

PIEGAY H., BARGE O., BRAVARD J.P., LANDON N., PEIRY J.L. (1998) *Comment delimiter l'espace de liberte des rivieres?*, 24emes Journees de l'Hydraulique: L'eau, l'homme et la nature, Paris, p. 275-284.

PITULEA G. (1967), *Recherches geologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales,* Rev. Roum. de geol., geoph. et geogr., s. geol., 11/2, Bucharest.

POP EM. (1928), *Spectrul polinic al terasei de la Colăcel,* Congr. I al naturaliştilor din România, D. S. şi Comunic, Cluj.

POP EM. (1929), *Analize de polen în turba Carpatilor Orientali (Dorna-Lucina),* Bul. Grad, Bot. şi Muz. Bot., Univ. Cluj, tom IX, nr. 3-4, Cluj.

POP GR. (1987), *Calpionellids and Age of Some Basinal sits of the Rarau Syncline (East Carpathyans),* D. S. Inst. Geol., vol.72-73/4, Bucureşti.

POPESCU GR., PATRULIUS D. (1964), *Stratigrafia cretacicului şi a klippelor exotice din Rarau (Carpaţii Orientali),* An. Corn. Geol., voi. XXXIV, partea a II-a, Bucureşti.

POPESCU AL., TODORESCU A. (1982), *Mecanica rocilor în minerit*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

POPESCU VOITEŞTI I. (1929), *Apercu synthetique sur la structure des regions carpathiques,* Rev. Muz. Geol. Min., voi. III, Univ. Cluj.

POPESCU VOITEŞTI I. (1942), *Expose synthetique sommaire sur la structure des regions carpathiques,* Bul. Soc. Roum. Geol., vol. V, Bucureşti.

POPESCU ARGEŞEL I., IOSEP L. (1972), *Depresiunea Cîmpulung. Observaţii geomorfologice,* Com. şi ref. geomorf., Suceava.

POSEA GR., IELENICZ M., POPESCU N. (1969), *La carte des unites periglaciaire de la Roumanie,* St. Geomorph. Carp.-Balc, III, Krakow.

POSEA GR., POPESCU N. (1972), *Etapele morfogenetice ale Carpatilor româneşti.* Lucr. simp. de geogr. fiz. a Carp., Bucureşti.

POSEA GR., POPESCU N., IELENICZ M. (1974), *Relieful României*, Ed. Şt., Bucureşti.

POSEA GR. (2002), *Geomorfologia României.* Edit. Fundaţiei România de Mâine, Bucureşti.

POSEA GR., A. CIOACĂ. (2003), *Cartografierea geomorfologică*, Edit. Fundaţiei România de Mâine, Bucureşti.

PREDA D., ILIE M. (1940), *Nouvelles contributions a la geologie de la cuvette externe des Carpathes de Bucovina,* C. R. Inst. Geol. Roum. vol. XXIV, Bucureşti.

RĂDOANE MARIA, ICHIM I., PANDI, G. (1991), *Tendinţe actuale în dinamica patului albiilor de râu din Carpaţii Orientali,* SC GGG, seria Geografie, t. 38.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., ICHIM I., DUMITRESCU GH., URSU C. (1996), *Analiza cantitativă în geografia fizică*, Edit. Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi.

RĂDOANE MARIA, ICHIM I., DUMITRIU D. (2001), *Geomorfologie*, Edit. Univ. Suceava.

RĂDOANE N. (1982), *Unele consideraţii asupra rolului creep-ului în dinamica actuală a versanţilor văii rîului Pîngăraţi*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.

RĂDOANE N. (1984), *Determinarea densităţii de drenaj în bazinele hidrografice Oanţu şi Pîngăraţi*. Bul. Şt. I. I. S. Suceava.

RĂDOANE N. (1984), *Rolul îngheţ-dezgheţului în modelarea actuală a reliefului din bazinul hidrografic Pîngăraţi*, Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geografie., tom XXXI, Bucureşti.

RĂDOANE N. (1985), *Dinamica albiei rîului Oanţu în relaţie cu transportul de aluviuni în profil longitudinal*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.

RĂDOANE N. (1988), *Studiul proceselor geomorfologice actuale şi microrelieful creat de ele din bazinele râurilor Pângăraţi şi Oanţu din Carpaţii Orientali,* Rez. Tezei de doct., Iaşi.

RADULESCU I. (1969), *Cristalinul Bistriţei. Stratigrafia şi structura masivului cristalin din partea de nord a Carpatilor Orientali*, Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geol., tom XIV, nr. 1, Bucureşti.

RADULESCU I. (1970), *Consideraţii privind structura geologică a munţilor Bistriţei,* St. şi Cercet. de Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol., tom XV, nr. 1, Bucureşti.

RITTER D. (1986), *Process Geomorphology*, WCB, Dubuque, Iowa.

ROŞU AL. (1980), *Geografia fizică a României,* Ed. Did. şi Ped., Ediţia I-a, Bucureşti.

RUSSO SĂNDULESCU D. (1983), *The Ophiolites from the Rarău and Hăghimaş Synclines – Their Structural Position, Age and Geotectonic Evolution*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVI/5, Bucureşti.

RUSU C, BARBU N., LUPAŞCU GH. (1984), *Consideraţii pedogeografice asupra Masivului Giumalău,* Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 4, 1983, Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi.

RUSU C, APOSTOL L. (1991), *Le regime du vent et L' evolution du potenţial utilisable de l' energie eolienne dans la Massif Rarău,* An. Şt. Univ. „Al. I, Cuza" Iaşi, tom XXXVII, s. IIc, Geogr., Iaşi.

RUSU C, APOSTOL L. (1992), *Consideration on the Meteorological Phenomena and Processes in the Rarau Massif*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, tom XXXVIII - XXXIX, s. IIc, Geogr., Iaşi.

RUSU C. (1998), Masivul Rarău – Aspecte de geografie fizică, Ed. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

RUSU C. (2002), *Masivul Rarău. Studiu de geografie fizică*, Ed. Academiei, Bucureşti.

RUSU E. (1999), *Munţii Bîrgăului. Studiu fizico-geografic*,Ed. Univ. „Al.I.Cuza", Iaşi.

SAVU M. (1938), *Le cristalline de Bistriţa. La region Dorna Broşteni. (Districts Câmpulung et Neamţ),* Ann. Scient. de Univ. de Jassy, tome XXIV, fasc. 1,

Iaşi.
SAVU AL. (1960), *Monografia geografica a R. P,Române, vol I, Geografia fizică,* Ed. Acad.,Bucureşti.
SAVU AL. (1975), *România. Sinteză geografică,* Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti.
SAVU AL. (1987), *Geografia României, voi. III, Carpaţii Româneşti şi Depresiunea Transilvaniei,* Ed. Acad., Bucureşti.
SĂNDULESCU M. (1973), *Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a sinclinalului Rarăului (sect. central),* D. S. Inst. Geol., vol. LIX/5, Bucureşti.
SĂNDULESCU M. (1976), *Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei şi a poziţiei tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei. (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXII/5, Bucureşti.
SĂNDULESCU M., KRĂUTNER H., BALINTONI L, RUSSO SANDULESCU D., MICU M. (1981), *The Strcture of the East Carpathians. (Moldavia-Maramureş Area),* Inst. Geol. Geoph., 12th Congr. C.B.G.A., Guidebook Series Nr. 21, Bucureşti.
SĂNDULESCU M. (1984), *Geotectonica României,* Ed. Tehn., Bucureşti.
SCHUMM, S.A. (1977), *The system fluvial,* New York, Wiley.
SÎRCU I. (1961), *Contribuţii la studiul suprafeţelor de nivelare din partea nordică a Carpatilor Orientali româneşti,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, t. VII, I.
SÎRCU I. (1962), Rolul alunecărilor şi prăbuşirilor de mase de roci în formarea reliefului munţilor cristalini ai Rodnei. An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
SÎRCU I. (1971), *Geografia fizică a R. S. România,* Ed. Did. şi Ped., Bucureşti.
SÎRCU I , BARBU N., PAULENCU D. (1971), *Masivul Rarău. Unele observaţii geomorfologice.* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, t. VII, Iaşi.
SÎRCU I., BARBU N., PAULENCU D. (1972), *Contribuţii cu privire la geomorfologia Masivului Rarau,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", tom XVIII, s. IIc, Iaşi.
SÎRCU I. (1977), *Câteva consideraţii asupra fenomenelor periglaciare din România şi probleme ale fenomenului de permafrost,* An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.
SÎRCU, I.(1979), *Munţii Rodnei. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
SFICLEA V. (1972), Platforma Covurluiului. Studiu geomorfologic, Rezumatul tezei de doctorat, Univ. Iaşi.
SNOW, R. S., SLINGERLAND, R. L. (1987), *Mathematical modelling of graded river profiles,* Journal of. Geology, *95*.
SPIRIDONOV A. I. (1952), Geomorfologiceskoe kartografirovanie, Moskva.
STĂNOIU I. (1966), *Asupra prezenţei unor calcare liasice în succesiunea depozitelor mezozoice din flancul vestic al sinclinalului Rarău; (Carpaţii Orientali),* D. S. ale Com. Geol, vol. LII/1, Bucureşti.
STRAHLER A. N. (1957), *Quantitative analysis of watershed geomorphology,* Trans. Amer. Geoph. Un vol. 36.
STRAHLER A. N. (1958), *Dimensional analysis applied to fluvially eroded*

landforms, Bulletin of the Geological Society of America, vol. 69.
STRECKEISEN A., HUNZIKER C. I. (1974), *On the Origin and Age offthe Nephelines Syenite Massif of Ditro (Transylvania, Roumania),* Schweiz. Min. Petr. Min., 54/1, Bucureşti.
SUGDEN, D.E., JOHN, B.S. (1976), *Glaciers and Landscape. A Geomorphological Approach,* London, Arnold.
SURDEANU V. (1988), *Geografia terenurilor degradate,* Presa universitară clujeană.
TODORESCU A. (1986), *Reologia rocilor cu aplicaţii în minerit*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
TODORESCU A. (1984), *Proprietăţile rocilor*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
TRACI C. (1979), *Aspecte privind rolul culturilor forestiere în combaterea proceselor de eroziune şi în ameliorarea solurilor*, Bul. Inf. A.S.A.S.,8, Bucureşti.
TRICART J., CAILLEUX A. (1961), *Cours de geomorphologie. La modele periglaciaire.* Paris.
TRICART J. (1977), *Precis de geomorphologie. Geomorphologie dynamique generale,* Ed. Sedes, Paris.
TUDOSE D. (1972), *Istoricul cercetărilor geomorfologice în Carpaţii Orientali, Studii şi cercet. ştiinţifice,* Inst. Pedag. din Bacău.
TUDOSE D. (1974), *Munţii Bistriţei. Studiu geomorfologic,* Rez. Tezei de doct., Iaşi.
TUFESCU V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată,* Editura Academiei, Bucureşti.
TUFESCU V. (1970), *Pe valea Moldovei,* Ed. Şt., Bucureşti.
TUFESCU V. (1974), *România. Natură, om, economie,* Ed. Şt., Bucureşti.
TURCULEŢ I. (1971), *Asupra liasicului mediu din cuveta Rarău-Breaza,* Bul. Soc. Şt. Geol. R. S. R., vol. XIII, Bucureşti.
TURCULEŢ I. (1971), *Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice şi eocretacice din cuveta Rarău-Breaza,* Inst. Geol., Şt. teh. şi econ., Seria J., nr. 10, Bucureşti.
UHLIG V. (1903), *Bau und Bild der Karpathen.* Wien und Leipzig.
UHLIG V. (1907), U*ber die Tecktonik der Karpathen Sitzungsber,* d. Akad. d. Wiss., CXVI, Wien.
UJVARI I. (1956), *Unele probleme legate de densitatea reţelei hidrografice din R.P.R.* Meteor.,hidrol.,1
UJVARI I. (1972), *Geografia apelor României,* Ed. Şt., Bucureşti.
UNGUREANU IRINA (1971), *Studiu metodologic asupra hărţilor geomorfologice. Aplicaţii la România,* Rezumatul tezei de doctorat. Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
UNGUREANU IRINA (1972), *Contribuţii la calcularea şi reprezentarea cartografică a adâncimii fragmentării reliefului*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.
UNGUREANU IRINA (1976), *Asupra structurii legendei hărţii geomorfologice generale*, An. Şt. ale Univ. Al. I. Cuza.
UNGUREANU IRINA (1978), *Hărţi geomorfologice,* Ed. Junimea, Iaşi.

UNGUREANU IRINA (1988), *Cartare cartografiere şi elemente de analiză geomorfologică. Caiet de lucrări practice*. Edit. Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
UNGUREANU IRINA (1990), *Asupra relaţiei dintre densitatea fragmentării reliefului şi înclinarea terenului*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.
UNGUREANU IRINA (1990), *Trei note de morfometrie*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", Iaşi.
UNGUREANU IRINA (1996), *Au sujet de la regionalisation geographique*, An. Şt. Univ. Oradea.
UNGUREANU IRINA (1997), Relief forms and present geomorphological processes in the northern part of the romanian carpathians, An. Şt. ale Univ. „Al. I. Cuza", Geogr. Iaşi.
URDEA P. (1985), *Câteva aspecte ale reliefului periglaciar din Munţii Retezat*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, t. XXXI, s. IIb, Iaşi.
URDEA P. (1993), *Consideraţii asupra manifestării glaciaţiei cuaternare în Munţii Retezat*, St. şi cercet. Geografie, t. XL.
URDEA P. (2000), *Munţii Retezat. Studiu geomorfologic,* Edit. Acad., Bucureşti.
VELCEA VALERIA, SAVU AL. (1982), *Geografia Carpatilor şi a subcarpaţilor,* Ed. Did. şi Ped., Bucureşti.
VODĂ AL., VODĂ DOINA (1981), *Date noi asupra litostratigrafiei şi structurii geologice a regiunii dintre pârâul Dorna şi Neagra Şarului,* D. S. Inst. Geol., Geofiz., vol. LXVI/5, Bucureşti.
WHITE I.D., MOTTERSHEAD D.N., HARRISON S. J. (1984), *Environmental Syistems*, George Allen & Unwin, London.
YATSU E. (1955), *On the longitudinal profiles of a graded river*, "Trans. of the Amer.Geophys.Union", 35.
YATSU E. (1992), *To make geomorphology more scientific*, "Transactions", Japanese Geomorph. Union, 13, 2.
YOUNG A. (1972), *Slopes*, Oliver & Boyd, Edinburg.
ZĂVOIANU I. (1967), *Noi metode pentru determinarea densităţii reţelei hidrografice*, St. cerc. geol., geof., geogr, seria geografie, 14, 2.
ZĂVOIANU I. (1970), *Clasificarea cursurilor torenţiale din punct de vedere morfohidrografic*, Stud. cerc. de geol., geofiz., geogr., s. Geogr., t. XVII, nr. 1, Bucureşti.
ZĂVOIANU I.(1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti.
ZUGRĂVESCU D., POLONIC GABRIELA, HOROMCEA M., DRAGOMIR V., (1998), *Recent vertical crustal movement in Romania*, Rev. Roum. de Geophysique, 42, p 3-14, Bucureşti.
WALTER B.(1876), *Die Erzlagerstätten der sudlichen Bukovina,* Jahr. Geol. R.-A., XXVI, Wien.
** * (1960), *Monografia geografică a R. S. Române,* vol. I, Ed. Acad., Bucureşti.
** * (1965), *Atlas climatologic al R. S. R.*, C. S. A., I. M, Bucureşti.

*** *(1972-1979), Atlas R. S. R.,* Ed. Acad., Bucureşti.
*** (1983), *Geografia României,* vol. I, Ed. Acad., Bucureşti.
*** (1987), *Geografia României,* vol. III, Ed. Acad., Bucureşti.

Summary

Situated in the northern sector of the Eastern Carpathians, the Giumalau Massif is bounded by the neighbouring mountain units by means of the deep valleys of Bistrita and Moldova and the valleys of their tributaries, consisting of Colbu Brook, Giumalau's Spring, Puciosu, Putnisoara and Putna.

Between these boundaries, throughout a long geomorphologic evolution, a 213 km^2 developed several morphological units presenting a series of common features with the other mountain units from the neighbouring crystalline-Mesozoic area, as well as some distinctive features due to the interaction of the tectonic-structural-lithologic factors with the exogenous ones, related to the morpho-climatic systems that followed each other throughout the geological time.

The relief of this mountainous massif developed depending on the two basic levels represented by the Bistrita and Moldova valleys, of which trails maintained themselves since the Medium Sarmatian (Bistrita) and the Lower Sarmatian (Moldova). We have to mention that upstream Bistrita's gorges from Zugreni, Bistrita's trail could be of an age close to the one of Moldova's trail, accepting the hypothesis that here had been a river that drained the Western and Southern sector of Giumalau, being a tributary to Moldova.

Thus the level of the peaks that separate the two big hydrographical basins dates from the Lower Sarmatian, adjusting its shape at the same time with the deepening and branching of the hydrographic network.

In what concerns the morphostructural-lithologic aspect, the age of the geologic substratum is one of the causes that contributed to the strong tectonic braking up of the massif, with the reactivation of the fractures within the Alpine orogenetic stages. Thus, many of the initial structural formations have been destroyed, so that the morphostructural potential has been gradually decreased at the same time with the morphotectonic potential increase. Nevertheless, due to the differentiations appeared within the structures, at the level of the lithological formations, as concerns the resistance to the modelling action of the external agents, there could be preserved a series of the structural landforms such as relief inversion or hog-backs.

As the folded structures are subordinated to the disjunctive ones, the interpretation of the massiveness of the relief from this mountain unit on the basis of the existence of an anticlinorium does not prove itself as real.

Morphostructurally, the Giumalau-Alunu Peak is to be remarked, orientated northwest-southeast in accordance with the general orientation of the tectonic-structural elements. Given the development in the proximity of the porphyroid rocks of Pietrosu, the geomorphologic interpretations that explain the massiveness of the Giumalau-Bogolin-Pietrosu Bistritei Peak on the basis of the existence of the porphyroid dyke are no longer up-to-date. Analyzing the tectonic-structural elements from the area, there could be observed the fact that the directional disjunctive

structures, situated on the both sides of the peak, are vertical planes, on which surfaces this compartment suffered an uplift movement, thus resulting a horst character.

From the morphotectonic point of view, it is a peak grafted on a horst, and from the morphostructural point of view it is a ridge of the hog-back type.

As regards the transversal sector of the Bistrita valley, the hypothesis claiming that its formation took place in a sector strongly fragmented by transversal fractures is not sustained by the recent geologic research, the only plausible explanation of this trail being that of antecedence.

Morpholithologically, within the Giumalau Massif there have been attempts of differentiating the petrographic associations (lithologic complexes). According to their resistance to the action of the external modelling agents there could be differentiated:

- lithologic complexes with high resistance, which include structural units of the Bucovinic Nappe (Putna Nappe, with the formations Tg1 and Tg2, Pietrosu Bistritei and Rodna Nappe) and of the Under-Bucovinic Nappe (the Tg2 formation from the Putna Nappe);

- lithologic complexes with medium resistance, including the Under-Bucovinic Nappe (the Tg1 formation from the Putna Nappe) and the Bucovinic Nappe from Iacobeni;

- lithologic complexes with law resistance, including the Tg3 formations from the Bucovinic Nappe.

Within this massif's relief, the levelling surfaces are an undisputed reality, characterizing the superior part of the interstream area with a widely rounded aspect. The present morphology of the levelling surfaces is the result of a long evolution, under the influence of the external modelling agents, in the structural-lithologic and tectonic conditions specific to the unit, materialized by the differences of altitude of almost 550 m, encountered between the Western and Eastern sectors. Morphogenetically, in the Giumalau Massif a single levelling surface has been developed (The Ciungilor surface), of Miocene age, that has been compartmentalized and raised at altitudes between 1100 and 1850 m.

The analysis of the sides' shape from the studied unit lead to the finding that sides of the mixed or rectilinear type have an important percentage – 35-53% of the whole profiles carried out on each increasing order. The weight of the sides of the concave type increases on the same time with the valleys' order, while the percentage of the sides with the convex profile decreases.

In order to emphasize these aspects, we have calculated the coefficient of correlation between the shape coefficient of side (Cfv) and the concavity coefficient of the longitudinal profile of the valley to which the side belongs (C1).The calculation was made for the 3^{rd}, 4^{th} and 5^{th} order, and the result, -0.318, indicated a reverse proportionality between concavity and the shape coefficient of the sides.

Within the fluvial relief, the evolution of the hydrographic basins of a certain order is a resultant of their integration within a system of the drainage network with interdependent links on both superior and inferior levels. The relations between the

variables analyzed within the hydrographic basins indicate the degree of their determination, directly influencing the massif's relief.

The perimeter correlated with the basin' surface and the maximum energy control the majority of the morphometric variables analyzed on the basis of the 3rd order.

As the order of the studied basins increases, the degree of control of these variables decreases in the same time with the decrease of the number of variables with significant correlation coefficients, from 43% for the 3rd order to 30% for the 4th.

The mathematical moulding of these longitudinal profiles of the minor river beds emphasize the fact that, in "degrees" time, referring to the level of the longitudinal profiles of the rivers of the 3rd, 4th and 5th orders, the erosion processes will be highly prevailing over the accumulation ones.

Taking into account the affiliation of this territory to two big hydrographic basins, Moldova and Bistrita, there could be observed a certain differentiation regarding the development degree of the drain network.

In the hydrographic basin of Bistrita, there is an obvious relation between the inferior levels of the crest of weirs from the direct tributary streams and the levels of terraces of Bistrita. As concerns the tributary streams of the 4th and 5th orders, the main factor that determined the appearance of the crest of weirs is the variation of the local basic level, represented by the minor river bed of Bistrita.

In the hydrographic basin of Moldova, for the tributary streams of the 5th order (Putna and Giumalau' Spring), the cracks of downgrades from the minor river bed characterize only the superior flows, the profiles having a strong concavity, proving in this way an advanced state of dynamic equilibrium. The controlling factors of these crests of weir are those related to the geologic substratum, without identifying a correspondence with the levels of terraces of Moldova.

Generally speaking, the steps of the river meadow and the terraces of the valleys from the Giumalau Massif have an alluvial character, maintained under the shape of well individualized bridges, often influenced by the coluvio-proluvial glacises. These have been evaluated as belonging to Holocene (the steps of river meadow) and Lower Pleistocene – Upper Pliocene (the terraces higher than 100 m).

The elements specific to the periglacial relief appear as microforms spread on the surface of the major forms. The forms of relief resulting from the action of the periglacial processes from Pleistocene have been partially dimmed by the geomorphologic processes that followed this period, in the present time one could notice a sculptural periglacial relief and an accumulative periglacial relief. The sculptural periglacial relief is represented by the abrupt forms and residual witnesses of gelifraction, periglacial spouts, solifluction semi-funnels, nivation niches, crioplanation terraces and asymmetric valleys, and the accumulative periglacial relief is represented by the sides of gelifraction, debris cones and solifluxion glacises.

For some areas of the studied mountain unit, the microforms of relief resulted through direct action of animals and plants enrich the local microrelief, given the

landscape a characteristic feature. In this category, are included mole hills, animal paths, rootings made by wild boars and the microrelief specific to trees' uproot.

The anthropic intervention over the relief took place gradually, as the socio-economical necessities required the development of some sectors of valleys in order to make possible the access to the populated areas or the exploitation of rough materials, the initial geomorphologic aspect being completed by a series of destructive and constructive anthropic forms.

The destructive anthropic forms include cuttings and semi-cuttings, quarries and tunnels, exploitation grooves and war trenches, while the anthropic forms of construction consist of backfills, dumps, dams and small reservoirs.

Taking into account the fact that the relief is an element of landscape in a permanent change, the entire scale of actual geomorphologic processes can be differentiated into two morphogenetic floors, specific to the studied massif.

The superior floor situated at an altitude of over 1500 m, is characterized by the presence of periglacial and fluvial processes, in which the main part in morphogenesis is held by the alternation between frost-thaw and snow, during 6 months (from October till March). In the period without snow, the river processes are those that operate with intensity. The Giumalau-Alunu Peak corresponds to this morphogenetic floor.

The inferior floor, that includes the entire area situated at altitudes under 1500 m, is covered mostly by coniferous forests and characterized by the domination of the river-torrential processes, of which intensity is widely attenuated by the forest. Beside these, there are also influences from the processes of breakdown, rolling, slipping and biogene ones, and in the cold season, an important role is held by the crionival processes.

As human managed to find out only 10% of the nature' secrets, the relief of Giumalau's Massif remains a field open to any future geomorphologic research, as the present study represents only a part of the whole geographic study of the unit.