

Universitatea Babeș-Bolyai Cluj-Napoca
Facultatea de Geografie

TEZĂ DE DOCTORAT

MUNȚII PIULE - IORGOVANU
Studiu geomorfologic

Rezumat



Conducător științific:
Prof. dr. Virgil Surdeanu

Candidat:
Mircea Ardelean

2010

CUPRINS

CAPITOLUL I – INTRODUCERE

I. 1. Poziția geografică și limite	3
I. 2. Istoricul și stadiul cunoașterii	5

CAPITOLUL II – ALCĂTUIREA GEOLOGICĂ ȘI EVOLUȚIA PALEOGEOGRAFICĂ

II. 1. Litologia și structura	8
II. 2. Evoluția paleogeografică	17

CAPITOLUL III – CONDIȚIILE MORFOCLIMATICE ACTUALE

21

CAPITOLUL IV – MORFOGRAFIA ȘI ANALIZA MORFOMETRICĂ

IV. 1. Morfografia	29
IV. 2. Morfometria	34

CAPITOLUL V – TIPURILE GENETICE DE RELIEF

V. 1. Relieful structural și petrografic	
V. 1. 1. Relieful structural	52
V. 1. 2. Relieful petrografic	
Relieful dezvoltat pe șisturi cristaline	61
Relieful dezvoltat pe calcare	62
V. 2. Relieful denudațional	120
V. 3. Relieful fluvio-torential	138
V. 4. Relieful glaciari	143
V. 5. Relieful periglaciari	187

CAPITOLUL VI – PROCESELE GEOMORFOLOGICE ACTUALE

198

CAPITOLUL VII – ETAPELE FORMĂRII RELIEFULUI

213

CAPITOLUL VIII – REGIONAREA GEOMORFOLOGICĂ

221

Bibliografie

223

Cuvinte cheie: Munții Piule-Iorgovanu, Carpații Meridionali, relief glaciari, exocarst, endocarst, suprafețe de nivelare, evoluție geomorfologică, curgere subterană

CAPITOLUL I – INTRODUCERE

I. 1. Poziția geografică și limite

Masivul se găsește cuprins între 22°48' și 22°59' long E și 45°16' și 45°20' lat N. Așezarea relativă identifică masivul ca făcând parte din componentă a grupei montane Retezat-Godeanu din partea vestică a Carpaților Meridionali, situându-l aproximativ în centrul ei, fiind înconjurat din toate părțile de masive montane înalte, formând o masă montană bine încheată. Dacă Vf. Piule, prin înălțimea sa de 2081 m reprezintă cel mai înalt punct din cuprinsul acestor munți, detașându-se semeț din culmea secundară care se desprinde către SE din culmea principală, Piatra Iorgovanului, mai modestă ca și altitudine (2014 m) este, prin morfologia ei, un punct de referință pentru orientarea în cadrul masivului.

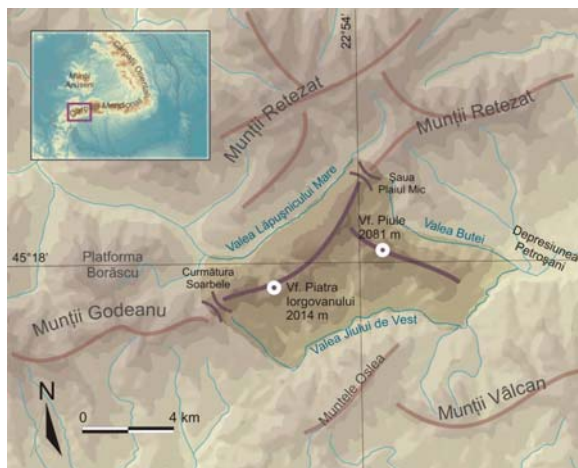


Fig. 1 – Localizarea și limitele Munților Piule-Iorgovanu

Întreaga suprafață a masivului nu depășește 45 km², fiind comparabilă din acest punct de vedere cu alte masive montane din Carpații Românești – Cozia, Latorița, Piatra Craiului. Procentual, această suprafață reprezintă 0,27% din cea a Carpaților Meridionali.

I. 2. Istoricul și stadiul cunoașterii

Regiunea analizată în cadrul studiului de față nu a făcut până acum obiectul unor analize detaliate și nici de sinteză, având în vedere relativa izolare și accesului, până de curând, destul de dificil. O dată cu punerea în valoare, într-o primă etapă, a rezervelor carbonifere din Depresiunea Petroșani, regiunea a fost cercetată mai amplu din punct de vedere geologic. Per ansamblu însă, datele nu au fost adunate într-o lucrare de sinteză care să ofere baza realizării unui studiu de geografie regională destinat special acestor munți. Datele obținute au fost folosite în special pentru argumentarea ipotezelor cu privire la structura și evoluția geologică a părții de SV a Carpaților Meridionali.

CAPITOLUL II – ALCĂTUIREA GEOLOGICĂ ȘI EVOLUȚIA PALEOGEOGRAFICĂ

II. 1. Litologia și structura

Substratul geologic, atât prin componența lui petrografică, cât și prin modul de aranjare a formațiunilor determină într-o largă măsură fizionomia și liniile directe de evoluție a reliefului. Cu toate că Munții Piule-Iorgovanu nu acoperă o suprafață mare și că litologia nu este extrem de variată, structurile geologice prezente și raportul dintre formațiuni face ca relieful să nu fie deloc monoton.

Ca o trăsătură fundamentală a acestor munți, formațiunile predominante sunt cele mezozoice, în speță calcarele, care dau nota de individualitate față de unitățile montane vecine.

Geologia părții de vest a Carpaților Meridionali (sens geografic) comportă existența mai multor structuri geologice, ce se află în diferite raporturi unele cu altele (adiacență, șariaj). Principalele structuri care formează scheletul tectonic sunt cele două unități structurale majore: **Autohtonul Danubian** și **Pânza Getică**. Fiecare dintre acestea comportă soclul cristalin situat în

bază și cuvertura sedimentară. Pe teritoriul Munților Piule-Iorgovanu apar cu precădere formațiunile Autohtonului Danubian, în special ale cuverturii sedimentare și mai puțin ale cristalinelui, Pânza Getică găsindu-se pe suprafețe neînsemnate.

Evoluția paleogeografică

Etapele de evoluție a acestui areal sunt strâns legate de evoluția părții vestice a Carpaților Meridionali, chiar a lanțului carpatic în ansamblu. Cu cât perioada la care se face referire este mai îndepărtată de prezent, cu atât evoluția Munților Piule-Iorgovanu este încadrată într-un context mai larg. Etapele de dezvoltare și modelare ale acestui spațiu sunt cu atât mai cunoscute iar rezoluția spațială și temporală este cu atât mai bună, cu cât ne apropiem de zilele noastre.

Evoluția acestui spațiu este caracterizată de prezența mai multor factori cu acțiuni de cele mai multe ori antagonice. Pe de-o parte amintim aici factorii geologici și tectonici, care afectează regiunile de regulă pe spații mari și duc la ridicarea și coborârea în bloc a teritoriilor. Tot aici intră și alcătuirea petrografică, cu rol în intensitatea modelării efectuate de factorii externi. De cealaltă parte, amintim factorii externi, care prin acțiunile lor tind să coboare suprafața emersă și s-o niveleze. În funcție de tipul de climat prezent sau trecut, s-au succedat mai mulți agenți de modelare, fiecare imprimându-și propriile-i forme de relief.

CAPITOLUL III – CONDIȚIILE MORFOCLIMATICE ACTUALE

Principalele elemente climatice luate în analiză sunt temperatura, precipitațiile și regimul eolian, acestea influențând în cea mai mare măsură procesele geomorfologice cu rol de pregătire a scoarței pentru eroziune și eroziunea propriu-zisă.

Regimul termic este de o importanță deosebită, temperatura fiind cea care determină existența și alternanța ciclurilor gelive, intensitatea proceselor de alterare și coroziune, starea precipitațiilor, activitatea biologică etc.

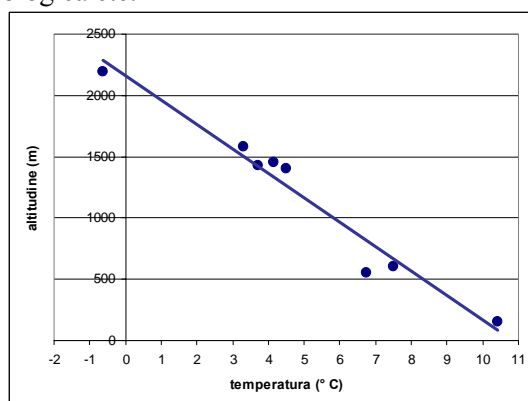


Fig. 2 – Regresie matematică între altitudine și temperatură pentru stațiile din Tabelul 1

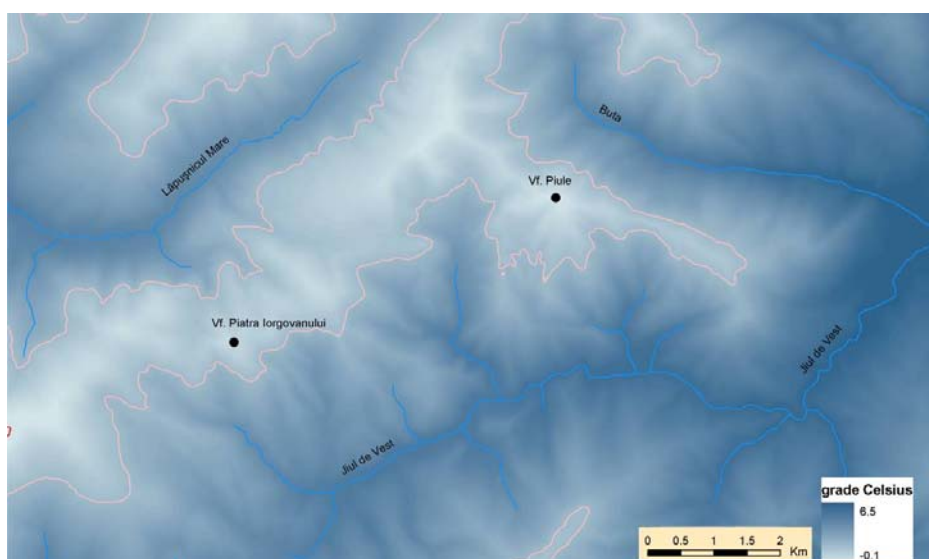


Fig. 3 – Harta temperaturii medii anuale (cu linie roz este figurată izoterma de 2° C

Regimul puvimetric, prin cantitatea și calitatea lui, alături de cel termic, este responsabil de derularea proceselor de eroziune torențială și fluvială, în condițiile în care apa și zăpada sunt principalii factori de modelare. Acest lucru este cu atât mai important cu cât regiunea în cauză este una calcaroasă, apa prin cantitatea, compoziția și starea de agregare acționează cu eficiență diferită prin procesele-i specifice de coroziune. Se cunoaște că intensitatea carstificării unei zone calcaroase este în bună măsură direct proporțională cu cantitatea de precipitații (Bleahu, 1974).

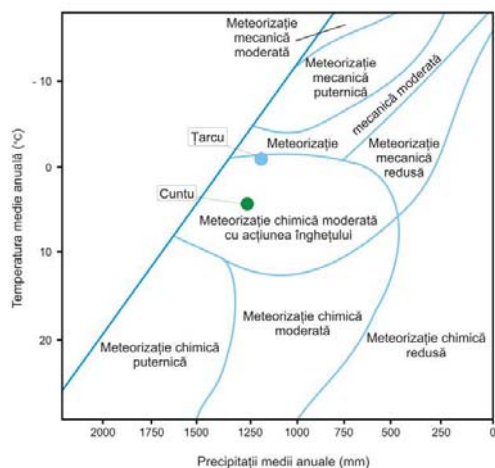


Fig. 4 – Diagrama Peltier pentru procesele de meteorizație

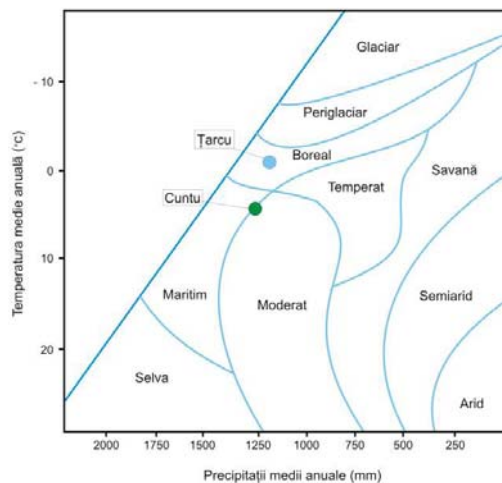


Fig. 5 – Diagrama Peltier pentru tipul climatului

Luând în considerare tipul de climat asociat zonelor bioclimatice, etajul alpin se încadrează climatului boreal, în timp ce cel forestier, caracterizat de stația Cuntu, se încadrează la limita dintre cel moderat și cel maritim.

CAPITOLUL IV – MORFOGRAFIA ȘI ANALIZA MORFOMETRICĂ

IV. 1. Morfografia

Munții Piule-Iorgovanu se prezintă sub forma unui interfluviu principal, care formează cumpăna apelor între bazinul Jiului la sud, prin Jiul de Vest și al Mureșului, la nord, prin Lăpușnicul Mare. Acest interfluviu constituie continuarea către sud a culmii principale a Munților Retezat, în legătura ei cu culmea principală a Munților Godeanu.

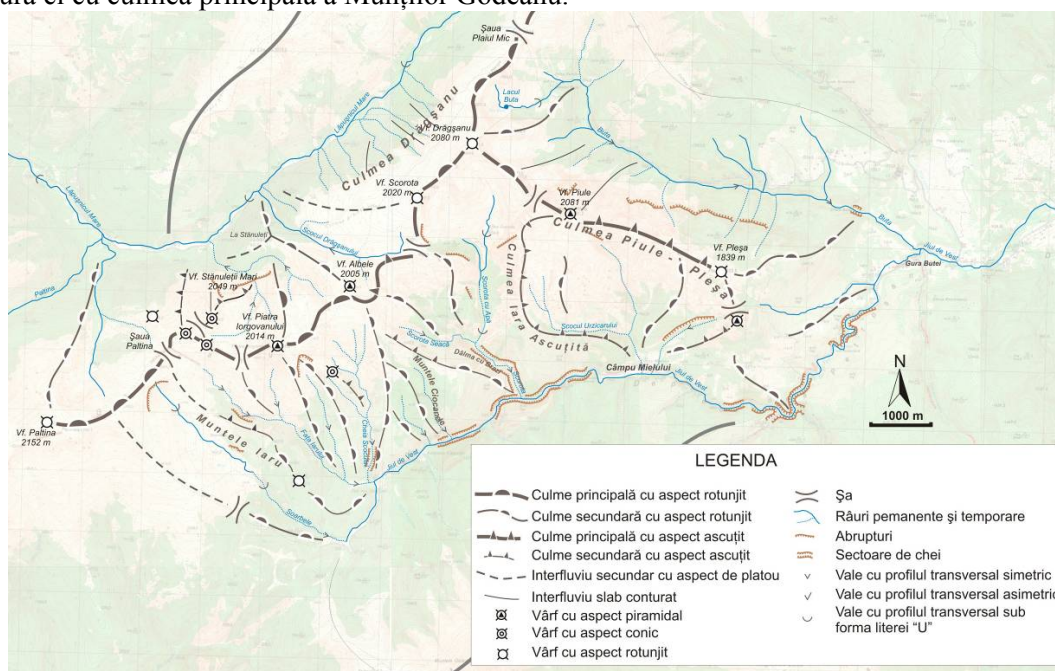


Fig. 6 – Harta morfografică

Culmea principală are o direcție NE-SV și face legătura între Vf. Custura (2457 m) din Munții Retezat și Vf. Paltina (2149 m) din Munții Godeanu. Între aceste două vârfuri, culmea Munților Piule-Iorgovanu se prezintă ca un sector mai coborât, reprezentând o succesiune de vârfuri, cu caracter de martori reziduali de eroziune, ce ies dintr-o suprafață de nivelare, alternând cu zone mai coborâte, de tipul șeilor. Din această culme, de aproximativ 13-14 km lungime, se desprind o serie de culmi secundare mai coborâte altitudinal, limitate de văi în general paralele, ale râurilor afluate celor doi tributari limitrofi amintiți.

Se remarcă de asemenea, o asimetrie a profilului transversal al văilor ce constituie limita masivului (Buta, Jiul de Vest, Soarbele, Lăpușnicul Mare), în sensul că versantul aparținând Munților Piule-Iorgovanu este întotdeauna mai abrupt decât cel al unității vecine. Acest lucru se explică prin litologia și structura diferită a celor două părți. În cazul văilor Lăpușnicul Mare și Buta, versantul stâng în primul caz și drept în cel de-al doilea, se identifică cu dezvoltarea frontului de cuestă care rețază stratele flancului de sinclinal, expunând capetele lor, în timp ce versanții opuși sunt dezvoltați fie în șisturi cristaline, fie în granite, având o pantă mai domolă. În cazul versanților suprapuși peste cuestă se remarcă o alternanță de zone mai abrupte și mai puțin abrupte, corespunzătoare stratelor cu rezistență diferită la eroziune și modelare.

IV. 2. Morfometria

Hipsometria

Din punct de vedere hipsometric, Munții Piule-Iorgovanu se desfășoară între 840 m altitudine, în SE, la confluența Butei cu Jiul de Vest, și 2081 m altitudine, în Vf. Piule, cel mai înalt din masiv. Aceste valori dau o diferență de nivel de 1241 m, plasând Munții Piule-Iorgovanu în eșalonul mijlociu al subunităților carpatice din țara noastră. Aceste altitudini ne confirmă faptul că zona este, prin excelență montană, apropierea Depresiunii Petroșani trădându-se doar prin altitudinile mai coborâte din extremitatea sud-estică.

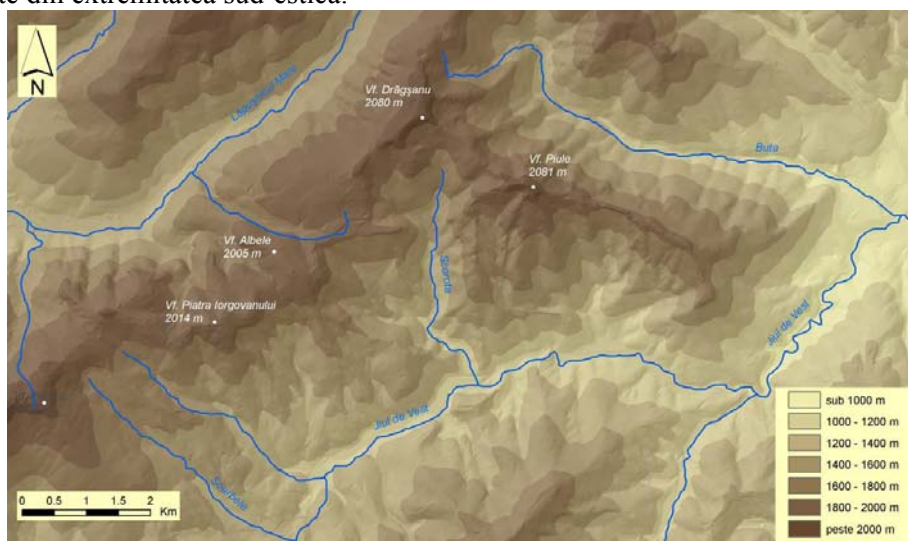


Fig. 7 – Harta hipsometrică

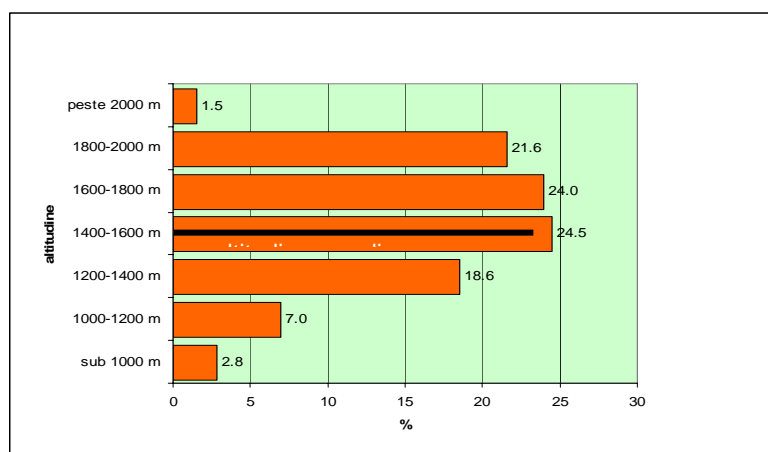


Fig. 8 – Diagrama hipsometrică a Munților Piule-Iorgovanu

Treptei de peste 2000 m, care caracterizează mediul ecologic și de modelare al munților înalți îi revine o mică suprafață în acești munți (1,5%), aceste altitudini apărând doar insular, în jurul vârfurilor cele mai înalte: Piule, Scorota, Drăgșanu, Albele, Piatra Iorgovanului, Stănuleți. O suprafață mai mare o are această treaptă în jurul Vf. Scorota, de pe Culmea Drăgșanu, întinderea mai mare din această zonă fiind asociată cu extinderea mai mare a suprafeței de nivelare Borăscu.

Pantele

Analiza declivității a fost realizată atât pe teren, cât și în laborator. Realizarea hărții pantei s-a făcut în laborator utilizând ca sursă harta topografică la scara 1:25.000. Prin interpolarea curbelor de nivel digitizate a rezultat modelul digital de elevație (sau modelul numeric al terenului). Prin prelucrare ulterioară, cu ajutorul softurilor ArcGIS – ArcMap 9.1 și Idrisi Andes a fost creată harta pantelor. Harta pantelor se prezintă ca un fișier de tip raster, cu rezoluția de 4,2 m, valoare suficient de mică a permite surprinderea modificărilor de pantă pe suprafețe mici și evidențierea caracteristicilor morfometrice a mezo-formelor de relief.

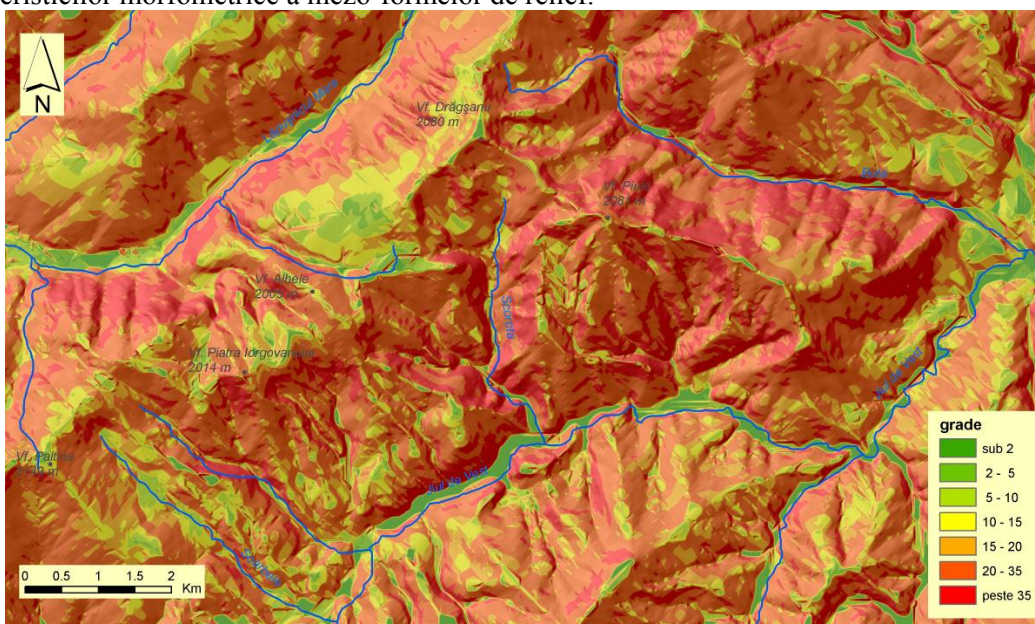


Fig. 9 – Harta pantelor

Panta medie, calculată pentru întreaga unitate montană, este de 24,34°.

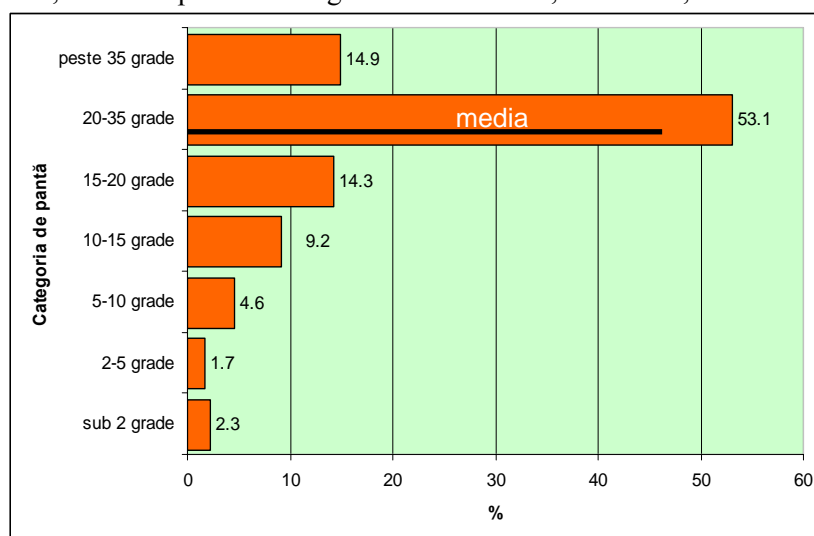


Fig. 10 – Distribuția procentuală a categoriilor de pantă

Cea mai mare parte a arealului montan este ocupată însă de suprafețe cu declivitatea mai mare de 20°, care totalizează peste 50%. Pe calcare, aceste declivități sunt datorate atât litologiei și eroziunii diferențiate, cât și aranjamentului structural.

În privința distribuției pantelor la nivelul întregului masiv, putem remarca asimetria între versantul nordic și sudic, față de culmea principală.

Adâncimea fragmentării reliefului

Raportarea acestui parametru se face utilizând ca reper mai multe tipuri de areale – bazine hidrografice sau areale rectangulare arbitrar alese.

Prima metodă are avantajul de a fi aplicată unităților morfohidrologice naturale, cele în cadrul cărora are loc incizia verticală a eroziunii. Dezavantajul acestei metode constă în dificultatea găsirii ordinului de mărime adecvat al bazinului, prin intermediul căruia să tragem cele mai pertinente concluzii. Cu cât ordinul bazinului (afărent râului, în clasificarea Horton-Strahler) este mai mic, cu atât rezultă mai multe suprafețe interbazinale. Cea de-a doua metodă are ca avantaj faptul că suprafața montană este acoperită de carouri (pătrate) cu latura de 1 km, în care se calculează acest parametru morfometric, în acest fel eșantionarea fiind omogenă. Un alt avantaj îl reprezintă posibilitatea comparării facile a valorii acestui parametru din diferitele zone, chiar depărtate, ale aceleiași unități montane, precum și pe mai multe tipuri de forme de relief, eliminând astfel efectul de scară, prin care, în cadrul metodei anterioare, comparația se face pe bazine și suprafețe interbazinale, având arii dintre cele mai diferite. Dezavantajul este dat de faptul că aceste carouri sunt arbitrare, ele neavând niciun corespondent natural din teren.

Analiza acestui parametru s-a efectuat în programul ArcGIS-ArcMap 9.1, utilizând aplicația ArcToolbox. Setul de date de altitudine pe care s-a lucrat a fost un model numeric al terenului (MNT) având rezoluția de 8 m, construit după digitizarea curbelor de nivel cu echidistanța de 10 m, de pe harta topografică scara 1:25.000.

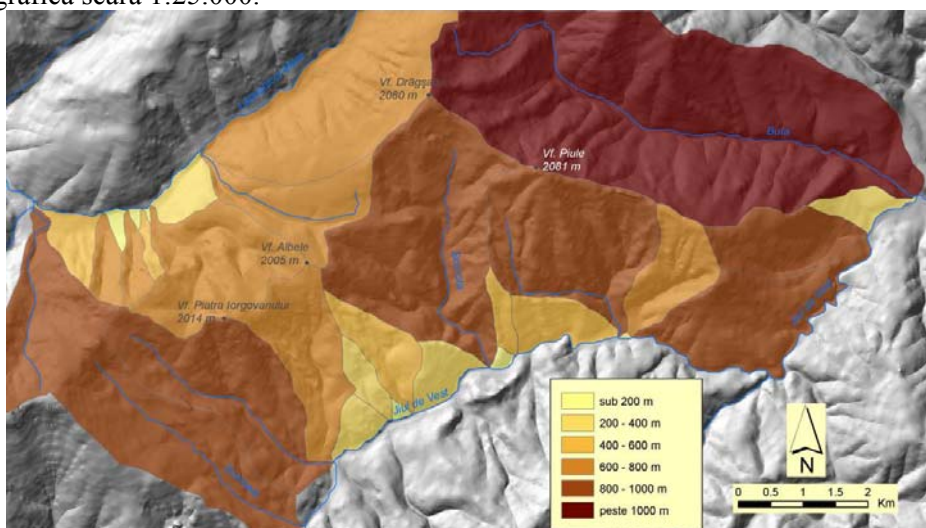


Fig. 11 – Harta adâncimii fragmentării reliefului pe bazine hidrografice

Corelația care se poate observa foarte ușor este între suprafața bazinului și valoarea adâncimii fragmentării reliefului, în sensul că ambele valori cresc proporțional, fiind o corelație pozitivă. Este firesc să fie așa, bazinele mai mari adâncindu-se mai mult în comparație cu bazinele mai mici ca și suprafață (aici intrând și suprafețele interbazinale).

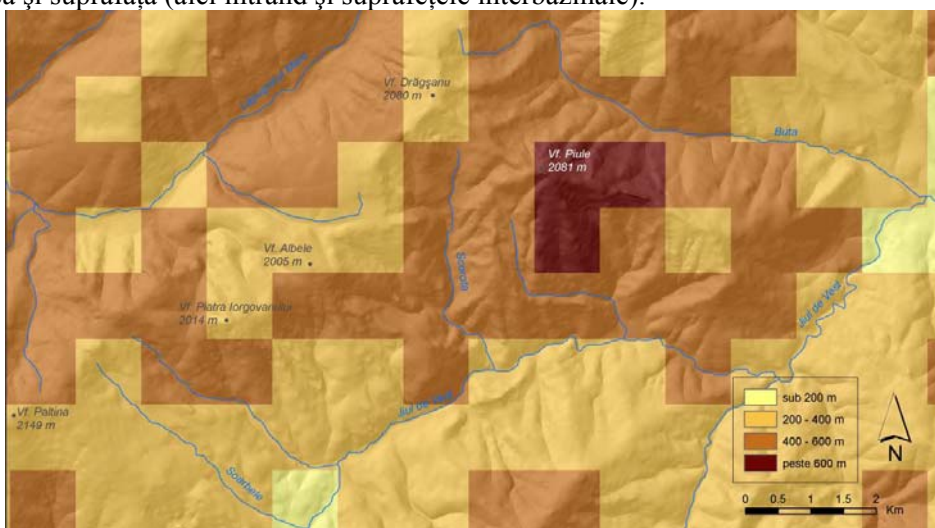


Fig. 12 – Harta adâncimii fragmentării reliefului – metoda cartogramei

Densitatea fragmentării reliefului

Densitatea fragmentării reliefului a fost calculată prin două metode: raportată la bazine hidrografice și raportată la carouri cu latura de 1000 m (aria 1 km²). Acest parametru a fost calculat utilizând funcțiile programului ArcGIS – ArcMap 9.1 și ArcToolbox.

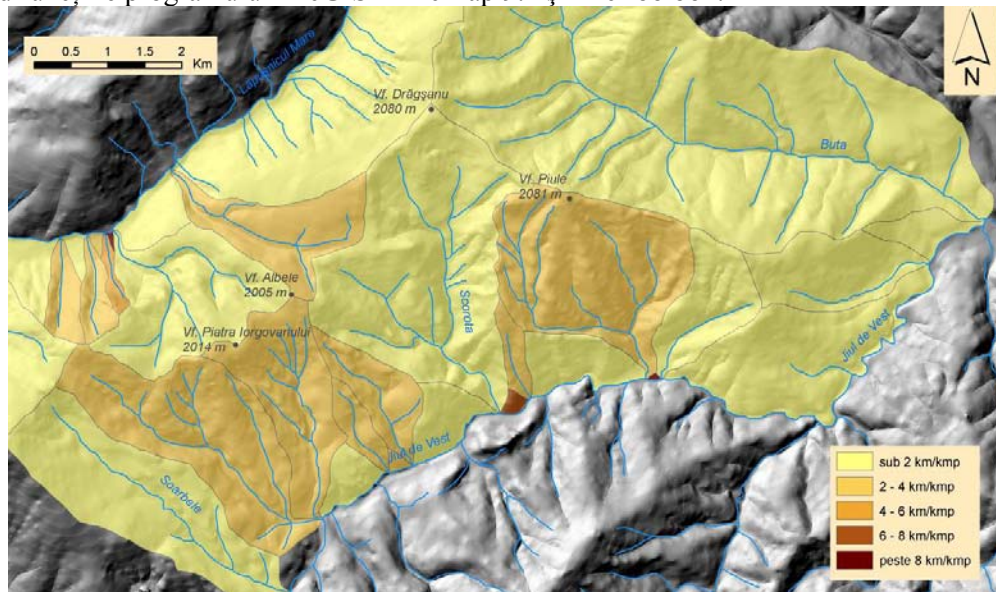


Fig. 13 – Densitatea fragmentării reliefului – metoda bazinelor hidrografice

Prima metodă nu pune în evidență eterogenitatea litologică sau de altă natură existentă în bazin și care poate influența sensibil formarea și dezvoltarea rețelei hidrografice. Cu cât bazinul luat în considerare este mai întins, cu atât posibilitatea ca el să fie mai eterogen crește. O rezolvare ar fi calculul acestui parametru utilizând bazine elementare, cu aria cât mai redusă, însă în acest caz, numărul suprafețelor interbazinale crește proporțional.

Pentru întreaga suprafață a rezultat o densitate medie a fragmentării reliefului de 2,6 km/km², deviația standard având valoarea de 2 unități, ceea ce denotă influența valorilor mari din cadrul suprafețelor interbazinale.

Pentru o și mai fină reprezentare a acestui parametru am utilizat programul ArcGIS – ArcMap 9.1, prin utilizarea funcției *Line density* din setul de funcții *Spatial Analyst Tools* din *ArcToolbox*. Conceptul de calcul al densității liniilor pleacă de la precizarea mărimii celulei raster (pixelului) la care va fi realizată harta și precizarea mărimii razei cercului cu centrul în centrul celulei raster pe care se va face calculul lungimii liniilor, râurilor în cazul nostru. Valoarea obținută se raportează la suprafața cercului. Se iau în calcul doar porțiunile de râu care intră în acest cerc. Valoarea rezultată este asociată celulei din centrul căreia s-a trasat cercul.

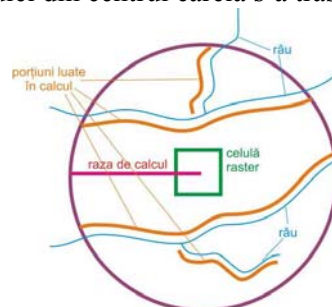


Fig. 14 – Metoda de calcul a densității liniilor cu programul ArcGIS

Avantajul acestei metode este că se poate pune în evidență o foarte fină variație a acestui parametru, la valoarea dorită de noi. Am realizat harta densității fragmentării reliefului prin această metodă, utilizând ca și mărime a celulei raster 37 m (valoare implicită, propusă de funcție, ce reprezintă cea mai mică valoare a segmentului de râu digitizat, împărțită la 250) iar ca și rază de căutare, valoarea de 1000 m.

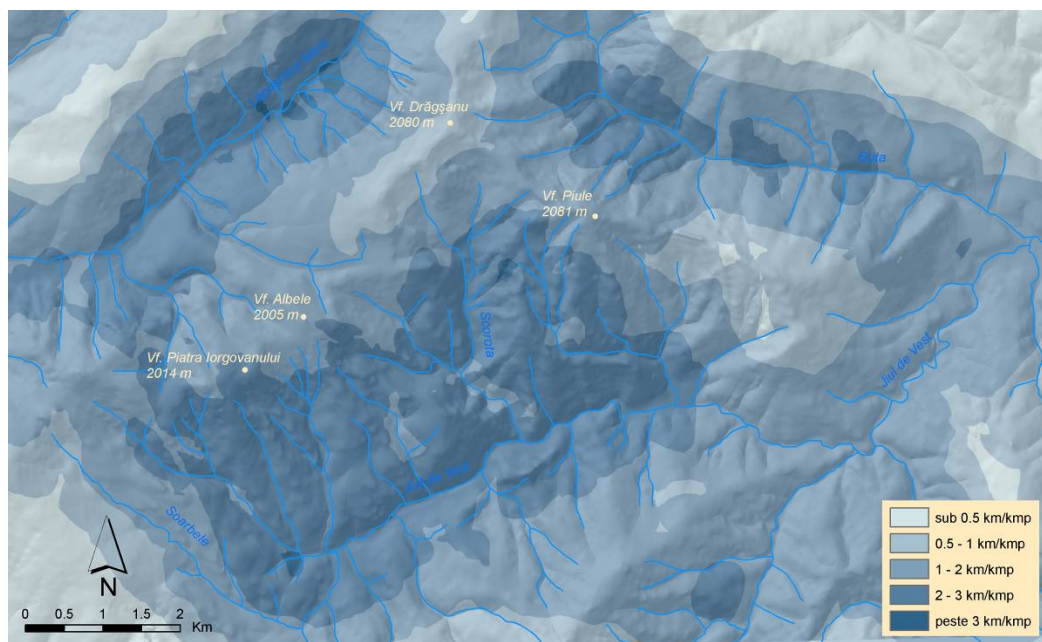


Fig. 15 – Harta densității fragmentării reliefului pe baza calculului parametrului pe o rază de 1000 m în jurul celei raster

Media densității fragmentării reliefului pentru aria analizată de noi este de $1,3 \text{ km/km}^2$, deviația standard fiind de 0,78 unități.

Expoziția suprafețelor

Orientarea versanților are o mare importanță în ceea ce privește cantitatea de insolație primită, ce la rândul ei influențează o serie de alte procese, ce pot avea un rol morfogenetic. De exemplu, în funcție de cantitatea de lumină primită se dezvoltă diferitele tipuri de vegetație, variază limita superioară a pădurii pe diferenții versanți, cea a zăpezii etc.

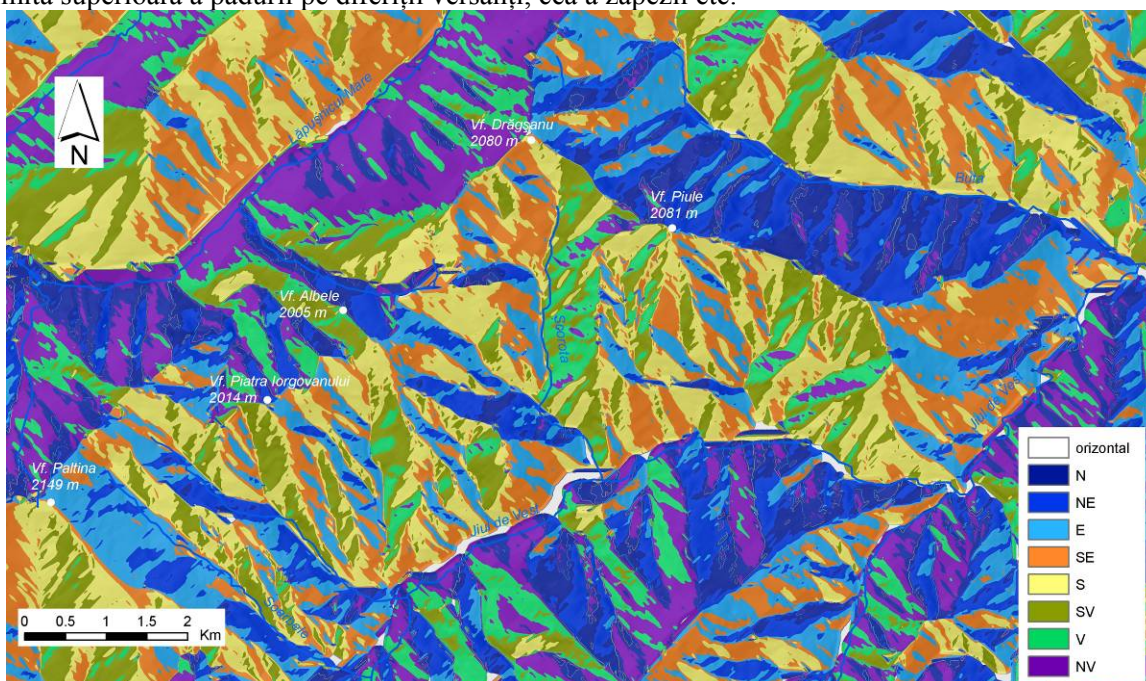


Fig. 16 – Harta expoziției suprafețelor

Ilie (1970) consideră că procesele de carstificare sunt mai intense pe suprafețele cu expunere sudică, deoarece, în cadrul acestora pot surveni episoade de topire a zăpezii și în perioada de iarnă, cu zile senine, fiind astfel disponibilă mai multă apă, ceea ce face ca procesele de modelare carstică să se manifeste mai continuu de-a lungul anului, în raport cu suprafețele având alte orientări.

CAPITOLUL V – TIPURI GENETICE DE RELIEF

V. 1. Relieful structural și petrografic

V. 1.1. Relieful structural

Este legat de prezența marilor structuri geologice care formează osatura principală a Munților Piule-Iorgovanu – Pânza getică și Autohtonul danubian cu învelișul sedimentar. Este vorba în special de raportul dintre ariile cristaline și sedimentare și de modul cum acest raport este reflectat în relief. Calcarele se dispun sub forma unui larg sinclinal, pe al cărui ax și-a fixat cursul și valea Jiul de Vest. Direcția axului sinclinalului este SV-NE, el afundându-se către SV, direcție către care sunt drenate și apele care pătrund în subteran și folosesc această cale pentru a ieși la suprafață prin Izbulul Cernii. Munții Piule-Iorgovanu ocupă flancul nordic al acestui sinclinal. Datorită acestei dispunerii, în ansamblu, acești munți pot fi considerați că reprezintă un mare monoclin, cu înclinare către SE sau S. Înclinarea stratelor variază de la loc la loc, între 30°-60°. Această dispunere structurală dă naștere la două tipuri de peisaj structural: un front de cuestă în partea de N și NE și fețe de strat pe rama sudică.

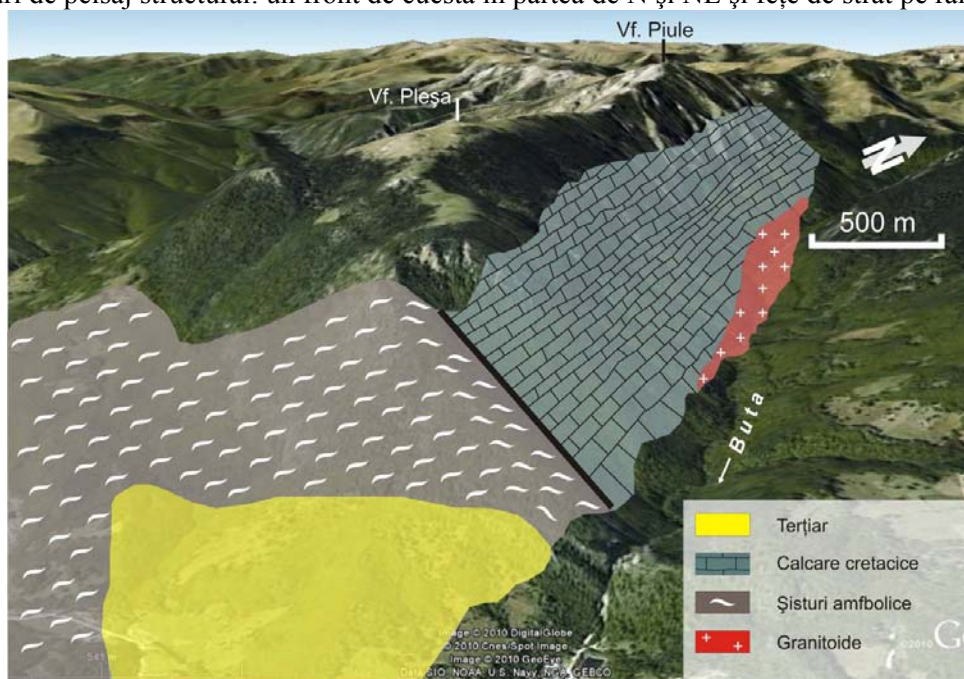


Fig. 17 – Contextul structural în cazul cuestei nord-estice

Această cuestă are un caracter erozivo-structural, întrucât lipsesc accidentele tectonice de tipul faliilor care să permită jocul diferit al compartimentelor, cu individualizarea abruptului.

V. 1.2. Relieful petrografic

Principalele roci care intră în componența Munților Piule-Iorgovanu sunt șisturile cristaline, calcarele jurasice și cretacice, marnele argiloase, marno-calcarele și marnele grezoase cretacice, precum și marnele și gresiile micacee terțiare de la contactul cu Depresiunea Petroșani.

Relieful dezvoltat pe șisturi cristaline

Ocupă două areale: Culmea Drăgșanu în întregime și partea sudică a Culmii Piule-Pleșa. Primul areal este alcătuit din șisturi amfibolitice și șisturi sericito-cloritoase. Culmile sunt domoale, cu spinări greoaie, fără accidente morfologice importante, percepția generală fiind de constanță. Adâncimea fragmentării este cuprinsă de regulă între 200-400 m, ceea ce reprezintă influența mării răspândiri a suprafețelor de nivelare. Densitatea fragmentării prezintă de asemenea valori reduse, sub 1 km/km².

Relieful dezvoltat pe roci calcaroase

Ocupă suprafața cea mai mare în cadrul acestei unități montane. Prezența lor, alături de alți factori favorizanți (apa, căile de atac) au dus la formarea unui dezvoltat relief carstic atât de suprafață, cât și de adâncime, particularitate care individualizează această unitate montană față de cele vecine.

O caracteristică a reliefului carstic din această zonă este că el se află situat la altitudini cuprinse între 1200-2080 m, fiind astfel în domeniul carstului alpin. Mai există regiuni montane cu

carst de altitudine în România și Carpați (Tulucan et al., 1999), însă aici el are cea mai largă reprezentare.

Numărul cavităților subterane este mare, acest lucru fiind datorat suprafeței mari ocupate de calcare, grosimii mari a pachetului acestora, cât și purității calcarelor. Goran (1982) inventariază peste 250 de cavități în acest areal, număr, la care, dacă adăugăm și numărul peșterilor din unitățile imediat învecinate (Muntele Oslea, Valea Jiului de Vest aval de Câmpul lui Neag, zona Ciucevelor), depășește 700 de cavități. Acest număr este în strânsă legătură cu intensitatea tectonizării pachetului de calcare, care oferă o multitudine de căi de atac ale apei (Bleahu, 1957). Este o neconcordanță între bazinul hidrografic de suprafață și drenajul real al apelor care se infiltrează în subteran. Debușeul apelor subterane se realizează în bazinul vecin Jiului la SV – Cerna, prin Izbuclul Cernei.

După raportul spațial pe care calcarele îl au cu rocile necalcaroase vecine (Bleahu, 1982), carstul din Munții Piule-Iorgovanu poate fi încadrat în tipul suspendat autigen pe cea mai mare a suprafeței (ca și Piatra Craiului) și tipul denivelat unilateral în zona de contact cu Culmea Drăgșanului.

Calcarele afloră pe mai bine de 1100 m diferență de nivel, ceea ce face ca potențialul de carstificare să fie deosebit de ridicat. Dacă la aceasta adăugăm și intensa tectonizare a pachetului de calcare rezultă că pentru această zonă potențialul carstic este ridicat.

Formele de suprafață

Lapiezurile au o mare răspândire în cuprinsul Munților Piule-Iorgovanu, aproape toate zonele în care calcarele apar la suprafață prezintă astfel de forme. Ele apar sub mai multe tipuri, putând fi astfel deosebite mai multe categorii. Cele mai numeroase lapiezuri au fost întâlnite în zona Piatra Iorgovanului – Stănuleți – Albele, zona Pasului Cerna-Jiu și în zona Vf. Piule către Vf. Pleșa. Tipurile de lapiezuri identificate aici includ lapiezuri tubulare, lapiezuri rectangulare, lapiezuri liniare.



Fig. 18 – Lapiezuri rectangulare în zona Stănuleți

O varietate mai aparte și foarte frecvent întâlnită aici, o reprezintă lapiezurile de perete (caneluri) pe suprafețe cu declivitate ridicată, care, de altfel, abundă în acești munți. O foarte bună reprezentare o au aceste tipuri de lapiezuri pe martorii de eroziune care „ies” din carstoplena Albele (ex. Piatra Iorgovanului).

Formele lor este în mod evident și sigur rezultatul coroziei apei, însă pentru cele cu aspect liniar formate pe suprafețe cu declivități mai mari, luăm în considerare și intervenția eroziunii, declivitatea foarte accentuată limitând capacitatea apei de a coroda, contactul acesteia cu roca fiind scurt, astfel că, se realizează și o eroziune mecanică, alături de cea chimică. Conform lui Choppy (1992) canelurile reprezintă indicatori climatici. Astfel de forme exocarstice sunt specifice zonelor calcaroase care sunt o mare parte din an acoperite cu zăpadă, ele provenind din acțiunea apelor de topire, autorul numindu-le „caneluri nivale”.



Fig. 19 – Lapiezuri de perete pe Piatra Iorgovanului

Dolinele apar cu precădere în zona platformei Piatra Iorgovanului – Stănuleți – Albele, precum și în zona de obârșie a Văii Soarbele. Au mai fost întâlnite pe Valea Scorota. O arie cu o dezvoltare mare a acestor forme de relief, o formează zona pasului Cerna-Jiu, în sud-vestul văii Soarbele.

În Curmătura Soarbele dolinele sunt mai numeroase, formând chiar un câmp de doline. Dimensiunile acestora sunt reduse: 4-8 m diametru, 1-4 m adâncime; în ele se acumulează iarna zăpadă, care prin presiune și prin apa cedată în timpul topirii determină mărirea acestor forme de relief.



Fig. 20 – Câmp de doline în depozite necalcaroase în Curmătura Soarbele

Considerăm formarea acestor doline ulterioară depunerii materialului glaciatic, sau de provenit prin procese gravitaționale generate de un climat periglaciatic, în cazul celor situate în Curmătura Soarbele (Ardelean, 2002), deoarece, cu toată agresivitatea apelor provenite din topirea bazală a gheții, substratul calcaros pe care curgea ghețarul era înghețat, comportându-se ca o rocă dură nedizolvabilă. În plus, fisurile, ca și căi de atac ale apei erau umplute cu apă în stare solidă, care bloca coborârea în subteran a apelor provenite din topire. Totodată, este mai probabil ca depozitele glaciare să fi mulat dolinele ulterior formării lor, decât ca ele să muleze dolinele deja formate, acestea neavând dimensiuni mari, în acest caz, existând posibilitatea ca dolinele să fie complet umplute cu material.

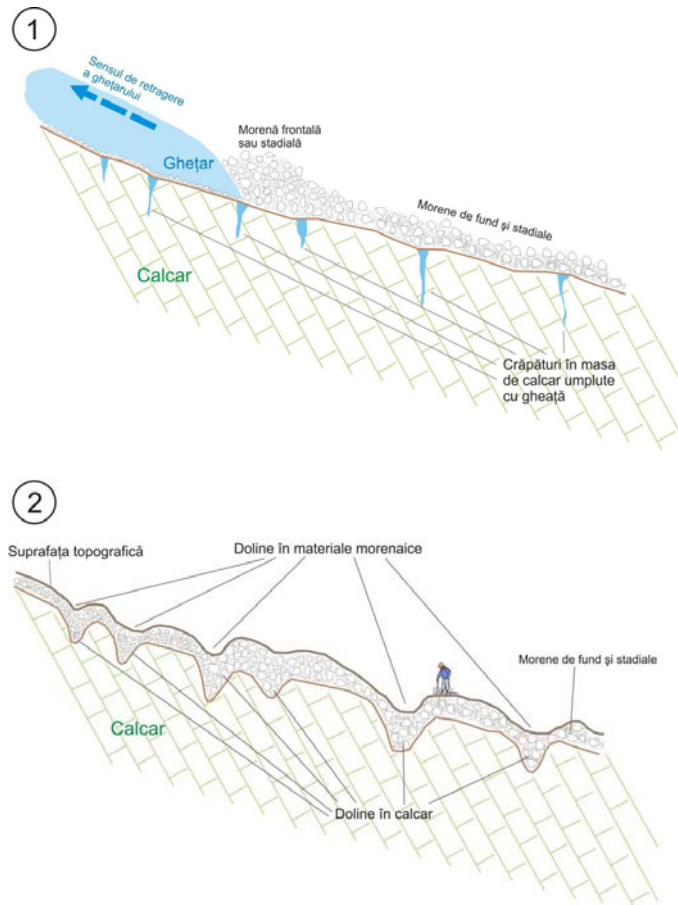


Fig. 21 – Modul de formare a dolinelor în material morenaic

Văile seci sunt frecvente în peisajul acestor munți, majoritatea văilor de pe calcare fiind seci. Un tip aparte de văi, o constituie văile cu aspect de canion (văzute de la distanță seamănă cu niște rigole uriașe) de sub vârfurile Albele și Piatra Iorgovanului.

Văile și sectoarele sub formă de chei se întâlnesc pe aproape toate văile. Unele văi străbat doar pe porțiuni masa de calcare și atunci vorbim despre sectoare sub formă de chei (Jiul de Vest, Buta, Scorota), altele însă, au întregul traseu pe calcare, prezentând pe o mare parte din lungimea lor un astfel de aspect (Cheia Scocului).

Valea Cheia Scocului poate fi considerată ca dezvoltându-se pe întreaga sa lungime cu aspect sub formă de chei. În prezent valea este seacă, ne reprezentând urme de curgere, decât pe foarte scurte porțiuni, și acelea destul de slabe. Profilul longitudinal al acestei văi ne oferă posibilitatea descifrării evoluției lui.

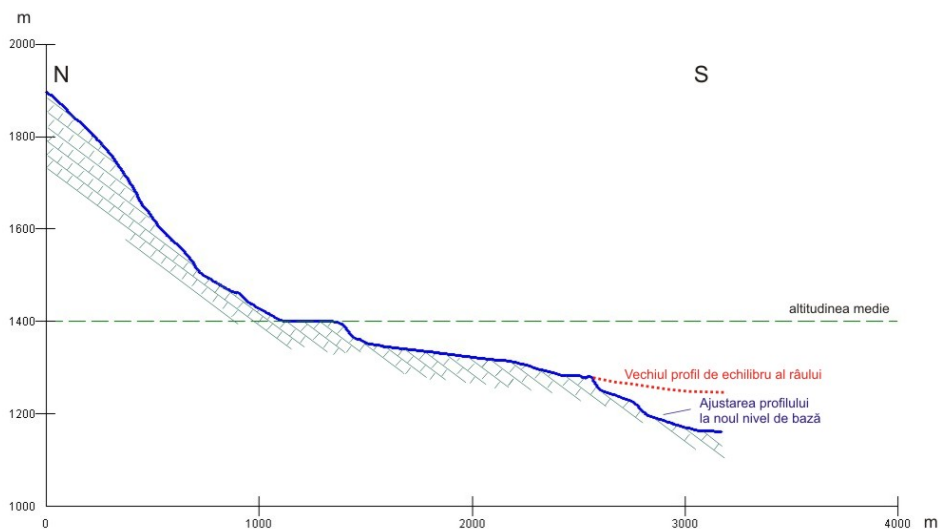


Fig. 22 – Profil longitudinal pe Valea Cheia Scocului

Considerăm că sectorul dintre 1400 – 1300 m altitudine reprezintă o porțiune din profilul de echilibru a râului la un moment dat. Acesta se continua cu aceeași pantă până la confluența Cheii Scocului cu Jiul de Vest, reprezentată pe figură cu linie roșie întreruptă. Ulterior, în urma adâncirii Jiului de Vest și râul care curgea pe Cheia Scocului și-a început reajustarea cursului prin eroziune regresivă. Acest lucru nu se putea întâmpla decât în perioada când pe vale curgea apă permanent.

Faptul că exista apă o dovedește marmitele laterale amintite, de pe pereții cheilor. Apa provenea dintr-o sursă probabil mai constantă decât precipitațiile, care puteau fi captate în subteran. Cel mai probabil proveneau din topirea depozitelor de zăpadă, poate chiar firn (posibil și gheață) care erau prezente în excavațiile de la obârșia văii, în special în Găuroane. Cum ajustarea profilului unui râu se face prin eroziune regresivă, de la vărsare către izvor, prima porțiune care a simțit efectul ajustării a fost cea inferioară. În acest fel, râul s-a adâncit mai mult în această porțiune, eroziunea avansând către amonte. La un moment dat, însă, sursa apei s-a epuizat, iar valea a rămas seacă, precipitațiile nemaiavând puterea să alimenteze constant un debit pe această vale, astfel că, eroziunea regresivă, dacă nu a încetat, s-a diminuat semnificativ. Considerăm că punctul de la aproximativ 1300 m altitudine, de pe profilul longitudinal al văii, de unde se face trecerea de la panta mai scăzută la cea mai abruptă constituie punctul până la care a ajuns eroziunea regresivă, ea oprindu-se în acest loc. Așadar, acest punct este martorul morfologic al schimbării regimului scurgerii pe vale, determinat la rândul lui, de schimbarea climatului.

Carstoplenele

Suprafața dintre Albele și Piatra Iorgovanului poate fi considerată ca fiind o carstopleună. Cum stratele de calcar sunt dispuse monoclinal, având căderea către sud, rezultă că suprafața rețază sub un anumit unghi capetele de strate, ceea ce exclude suprapunerea ei peste o suprafață structurală. Se constată că suprafața ondulată se continuă și dincolo de calcare, pe roci necarstificabile, ceea ce arată că face parte dintr-o arie mult mai largă de modelare.

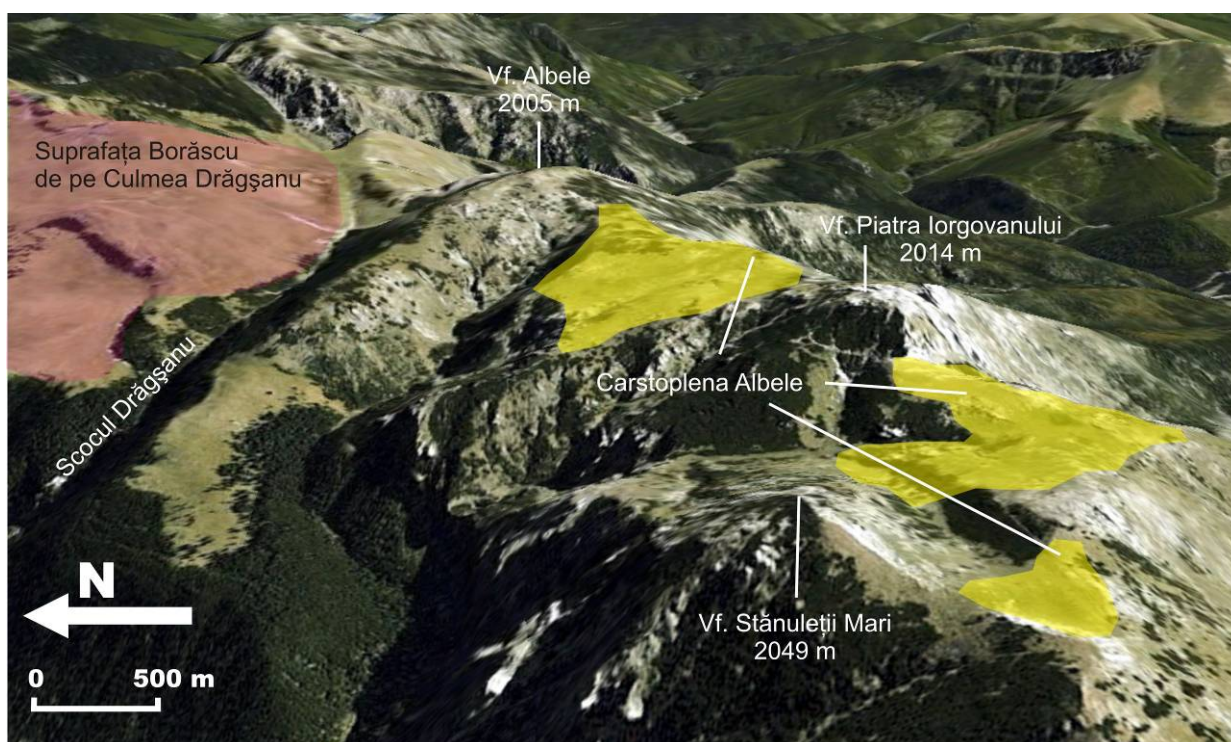


Fig. 23 – Carstoplena Albele (cu galben) și suprafața Borăscu (cu roșu)

Ținând cont de altitudinea la care se află, de aspectul ei și de faptul că suprafețe de nivelare se regăsesc în masivele vecine la altitudini asemănătoare, considerăm că această suprafață este corespondenta nivelului al II-lea al suprafeței Borăscu. Fiind sincronă cu suprafața Borăscu, formarea ei s-a realizat în Eocen, între fazele savică și styrică (Acvitanian – Helvețian).

Sorburile și ponoarele sunt forme de relief având și cu funcționalitate hidrologică, prin care se realizează transferul agentului modelator, apa, de la suprafața topografică în subteran.

În anul 2008 am efectuat o investigație de tomografie electrică pentru a măsura rezistivitatea electrică, utilizând un echipament PASI de producție italiană în dreptul ponorului principal al Jiului de Vest..



Fig. 24 – Ponorul Jiului de Vest investigat cu tomograful electric PASI

Scopul a fost de a vedea dacă prin intermediul acestei tehnici se poate pune în evidență, în adâncime, pierderea apei în ponor. Metoda a mai fost folosită cu succes în identificarea dolinelor sub o cuvertură de sol și sedimente moi sau a golurilor carstice (Zhou et al., 2000, McGrath et al., 2002, Ioannis et al., 2002, Gibson et al. 2004). Principiul de funcționare constă în măsurarea de către instrument a rezistenței circuitului curentului electric (R) în rocă după formula

$$R = \frac{\text{Tensiune(Voltaj)}}{\text{Curent(Amperaj)}}$$

Se calculează rezistivitatea utilizând valorile rezistenței în punctele măsurate, ținând cont de geometria electrozilor. Prin folosirea echipamentului computerizat amintit mai sus se pot folosi mai mulți electrozi. Datele obținute în urma măsurătorilor sunt ulterior procesate utilizând programul RES2DINV pentru generarea modelului bi-dimensional. Rezistivitatea aparentă măsurată reprezintă o valoare medie a volumelor de rocă străbătute de curentul electric, de aceea, chiar în cazul existenței unei limite nete între formațiuni, pe modelul geologic va apărea o zonă de tranziție între cele două formațiuni. S-a constatat că pentru terenurile carstice metoda dipol-dipol oferă un model geologic cât mai apropiat de realitate, confirmată prin foraje (Zhou et al., 2000, Zhou et al., 2002). Această metodă oferă cea mai bună rezoluție și este cea mai sensibilă la limitele verticale ale rezistivității.

În investigația noastră traseul electrozilor a fost determinat de topografia zonei. Ei au fost plasați în lungul talvegului Jiului de Vest, care la acea dată (02.11.2008) avea puțină apă, astfel încât să traverseze falia care determină existența ponorului. Ponorul s-a aflat la mijlocul aliniamentului electrozilor. Electrozii au fost plasați la 1 m unul față de celălalt, ceea ce a permis construirea modelului pe o adâncime de 4 m.

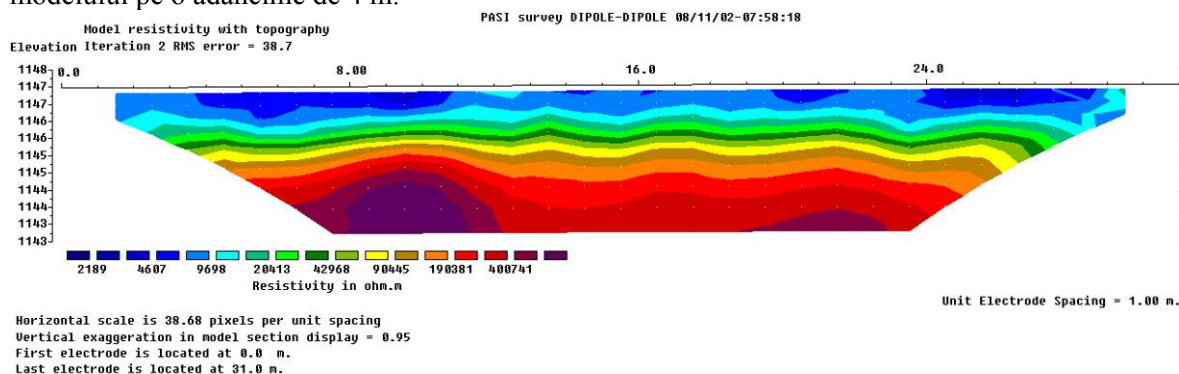


Fig. 25 – Modelul rezistivității geologice pentru ponorul Jiului de Vest

Din figură se pot observa valorile mai reduse ale rezistivității (culoarea albastră) de la suprafață, datorită cantității ridicate de apă. La 4-5 m adâncime, de-o parte și alta a mijlocului profilului, unde se află situat ponorul, se observă două „praguri” cu rezistivitate ridicată, ceea ce poate fi interpretat ca fiind rocă în loc masivă. La mijlocul profilului, în dreptul ponorului, pe o zonă

mai largă (aprox. 7 m) se află o zonă cu rezistivitate mai scăzută. Fiind pe o falie, este posibil ca în această zonă roca să fie sfărâmată, apa ocupând spațiul dintre fragmente, lucru care explică prezența valorilor cu rezistivitate scăzută.

Formele de adâncime

Sunt reprezentate prin peșteri și avene. În marea lor majoritate sunt cavități de mici dimensiuni atât în ceea ce privește dezvoltarea pe orizontală, cât și verticală.

Majoritatea cavităților se situează între 1100-1200 m altitudine, care pare să formeze nivelul general de formare și dezvoltare a peșterilor. Între nivelele de dezvoltare se pot identifica o serie de praguri, corespunzătoare unor ecarturi altitudinale unde s-au identificat un număr redus de cavități. Așa sunt pragurile de la 1000-1100 m și în special cel dintre 1400-1700 m. Acestea pot fi considerate ca fiind reflectarea mișcărilor de ridicare suferite de regiune, în care organismele hidrologice de la suprafață și din subteran se ajustau permanent cu nivelul de bază, ceea ce a dus în special la adâncirea rețelei hidrografice și mai puțin la formarea unor cavități bine dezvoltate.

Cum calcarele ocupă o suprafață de aproximativ 40 km², rezultă o densitate de aproximativ 6,25 peșteri/km².

Avenele au fost identificate în număr ridicat, majoritatea fiind situate la altitudini de peste 1500 m. În cazul celor mai multe avene, deschiderea la suprafață poate fi de dată ulterioară formării golului subteran, situație observată în cazul celor care debutează printr-o dolină de prăbușire (Avenul din Scocul Stănuleți, avenele din zona Pasului Cerna-Jiu). Regiunea de maximă concentrare a avenelor este cea cuprinsă între văile Scorota la est și Soarbele la vest, în special în zona Stănuleților.

Avenele sunt în general lipsite de concrețiuni, predominând formele de coroziune și incaziune. Aceste din urmă forme sunt foarte frecvente, la baza majorității puțurilor formându-se grohotișuri. Procesele de prăbușire sunt ajutate și de climatul specific zonei montane situate la peste 1500 m altitudine, cu alternanță ridicată a ciclurilor gelive și prezență a zăpezii, precum și a apei înghețate din fisurile rocii, ceea ce determină o intensă meteorizare fizică a calcarelor. La baza puțurilor de intrare ale multor avene situate la peste 1700 m altitudine se acumulează zăpadă, care uneori, poate rezista de la un an la altul, păturile bazale transformându-se în firn. Prezența zăpezii este o caracteristică constantă în unele dintre aceste avene, astfel că această caracteristică se găsește în numele lor: Avenul cu Gheață din Vf. Stănuleți, Avenul Mare cu Zăpadă din Albele-Găuroane ș.a. **Peșterile** apar cu precădere în apropierea confluenței Scorotei cu Jiul de Vest, în Culmea Dâlma cu Brazi – Muntele Ciocanele și Iara Ascuțită. Această concentrare pune în evidență alimentarea permanentă cu apă în mare cantitate din această zonă.

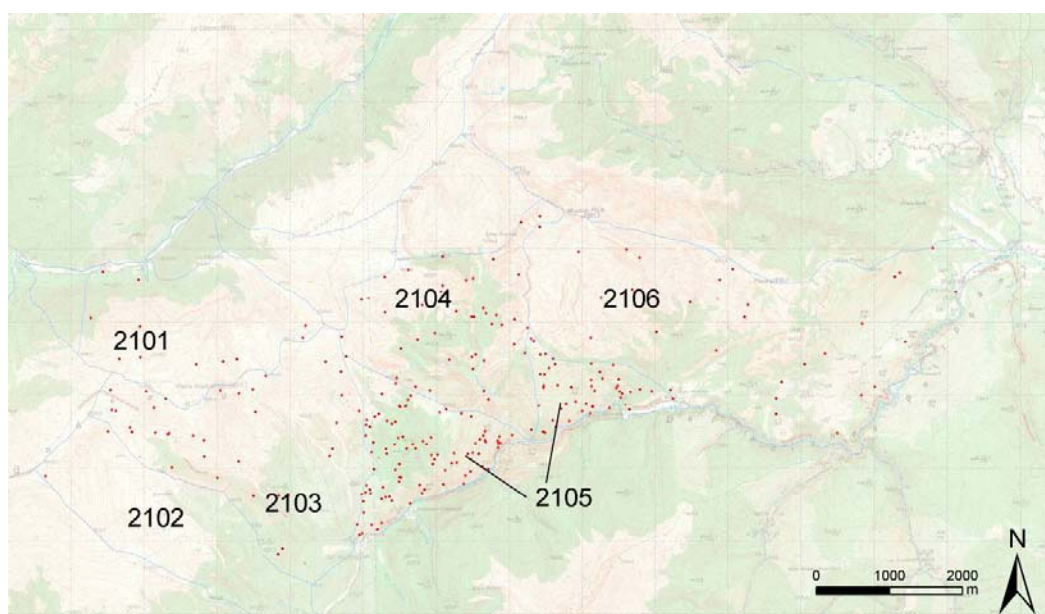


Fig. 26 – Densitatea (metoda densității punctelor) golurilor subterane pe bazine (2101 – Lăpușnicul Mare, 2102 – Soarbele, 2103 – Fața Iarului, 2104 – Scorota, 2105 – versantul stâng al Jiului de Vest între Câmpușel și Câmpul Mielului, 2106 – versantul stâng al Jiului de Vest între Câmpul Mielului și Buta)

Repartiția altitudinală a golurilor subterane de pe versantul stâng al Jiului de Vest și afluenților lui

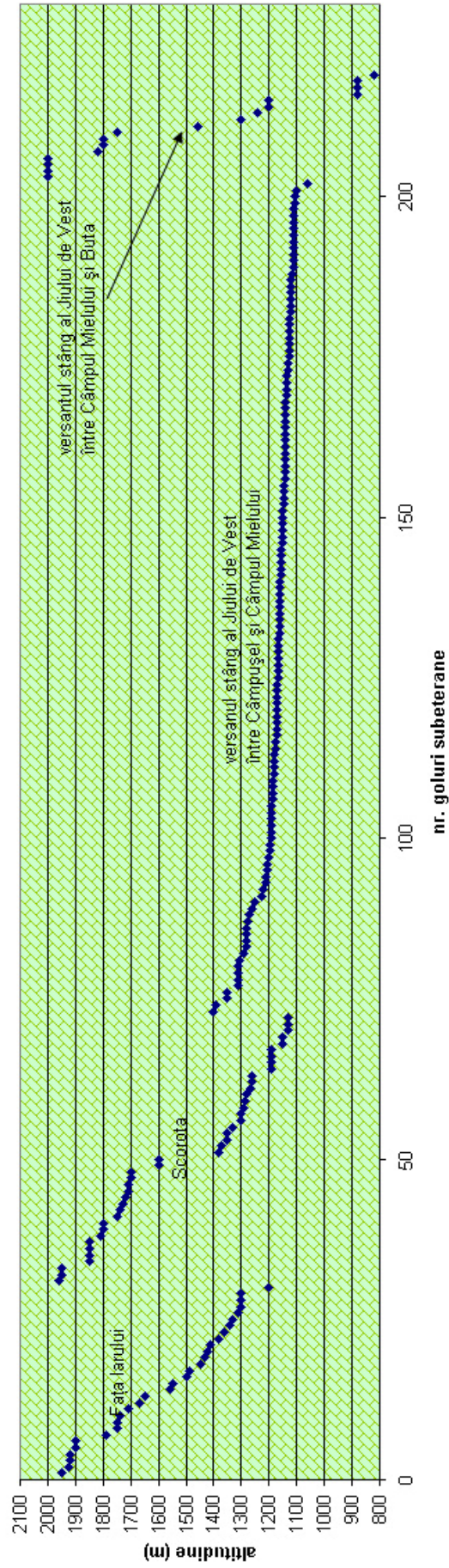


Fig. 27 – Peșterile de pe versantul stâng al Jiului de Vest și afluenți din punct de vedere al altitudinii

Geneza carstului și vârsta peșterilor. Rata de denudare carstică

Credem că golurile carstice verticale, situate în etajul alpin, sunt de dată mult mai recentă, formarea lor fiind dictată de prezența fracturilor și a planurilor de stratificație în masa calcarelor, de cantitate de apă relativ bogată disponibilă prin precipitații, precum și de climatul rece, ce a determinat alternanța frecventă a ciclurilor gelive, ce a dus la dezagregarea puternică a rocilor de la suprafață, proces prin care unele goluri subterane s-au putut deschide la suprafață. Legat de această ultimă afirmație, am constatat că gura multor avene se deschide pe suprafețe către care nu există niciun drenaj – suprafețe plane, în cadrul versanților, ceea ce denotă lărgirea fracturilor și diaclazelor din masa de calcar prin coroziunea apelor infiltrate, fără a fi nevoie neapărată de un transfer organizat al apelor în subteran. În aceste condiții, formarea golului carstic s-a putut produce și de jos în sus (deși nu neapărat), el putându-se forma inițial doar în subteran, deschiderea la suprafață fiind de dată mai recentă.

Circulația subterană a apelor

Cumpăna apelor de la suprafață nu corespunde cu cea din subteran, în sensul extinderii celei din urmă către est. Apele provenite din precipitații de pe o bună parte a Munților Piule-Iorgovanu care se infiltrează în substrat se dirijează de-a lungul sistemului de falii Cerna-Jiu către SV, trecând în bazinul Cernei, resurgența reprezentând-o Izbul Cernei (Povară, 1976, Ponta et al., 1984). Este un caz tipic de piratare a unui bazin hidrografic.

V. 2. Relieful denudațional

Suprafețele de nivelare reprezintă rezultatul final al unui ciclu de eroziune. Agenții externi și procesele de modelare asociate lor aduc suprafața inițială, accidentată, la o suprafață apropiată de nivelul de bază. Aceste suprafețe se formează în perioade lungi de timp, în condiții de calm tectonic. Ulterior, prin reactivarea mișcărilor tectonice, aceste suprafețe pot fi dislocate pe linii de falii, unele putând fi coborâte și fosilizate sub sedimente mai noi, altele suferind o înălțare, fiind atacate din nou de eroziune, care tinde să le distrugă.

În Munții Piule-Iorgovanu, partea superioară a culmii principale și a Culmii Piule-Pleșa, pe porțiuni, se prezintă ca o suprafață larg ondulată situată în general la aceeași altitudine (aprox. 1900 m), atât pe calcare cât și pe șisturi cristaline.

În cadrul Munților Piule-Iorgovanu se pot pune în evidență două nivele principale în care se pot încadra suprafețele de nivelare: un nivel superior, situat la 1800-2000 m, care nivelează partea superioară a culmii principale, precum și Culmea Piule-Pleșa, și un nivel inferior, situat la 1300-1500 m altitudine, mai vizibil pe culmile secundare sudice.

Tabelul 1. Aria ocupată de suprafețele de nivelare defalcate pe nivele

Nivelul	Aria (ha)
Drăgșanu-Albele (Borăscu)	700
Ciocane (Râu Șes)	150

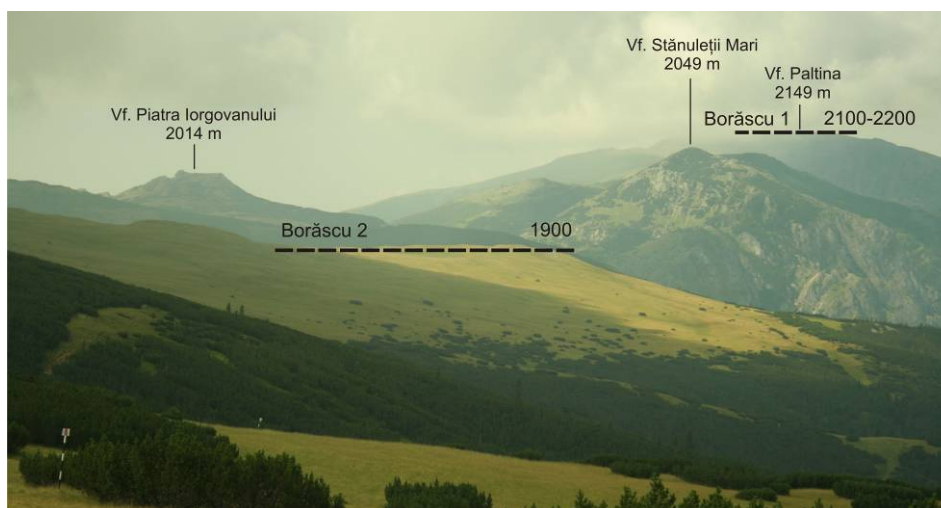


Fig. 28 – Suprafața de nivelare Borăscu pe Culmea Drăgșanu

Suprafața Drăgșanu (nivelul II al complexului Borăscu) se regăsește atât pe șisturile cristaline de pe Culmea Drăgșanu, cât și pe calcarele din zona Albele – Piatra Iorgovanului.

Cea mai expresivă reprezentare o are nivelul Râu Șes I în Muntele Ciocanele – Dâlma cu Brazi.

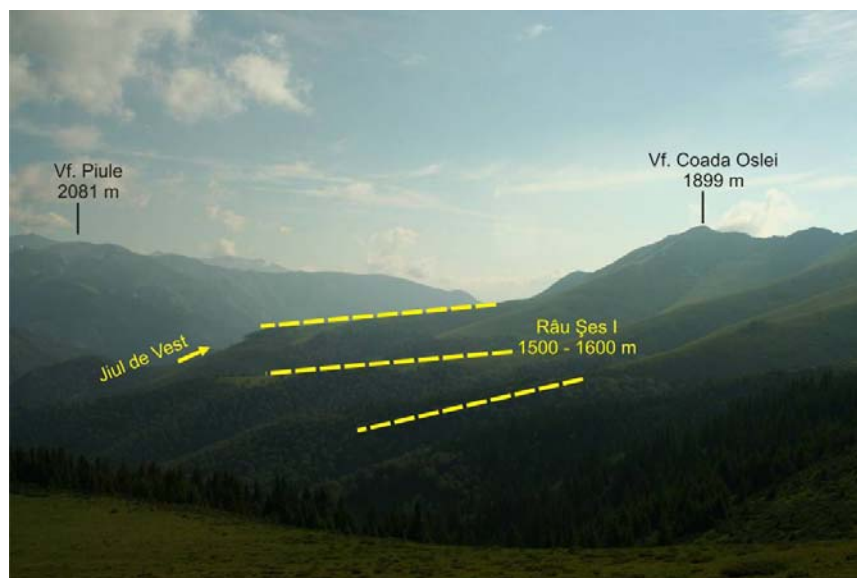


Fig. 29 – Suprafața de nivelare Râu Șes pe Muntele Oslea

Complexul sculptural Gornovița

Prezent în special la marginea masei montane, fiind ultimul format, modelarea lui realizându-se în special prin abraziune marină sau lacustră (Posea et al., 1974). În arealul propriu-zis al Munților Piule-Iorgovanu acest nivel nu apare, toată zona fiind mai înaltă de 1000 m, cât este altitudinea la care apare acest nivel în această parte a Carpaților Meridionali. Doar în partea de SE a zonei montane, la contactul cu Depresiunea Petroșani, la altitudinea de 1100 m, în zona „La Fânațe”, de pe versantul nordic al văii Buta, se observă o suprafață cu aspectul plan, ușor înclinată către valea Buții, ce poate fi încadrată acestui nivel.

Vârsta și geneza suprafețelor

Pentru aprecierea vârstei s-a folosit cronologia depozitelor din Depresiunea Petroșani, amplu descrise de Pop, E. (1993). O nouă metodă de apreciere a vârstei suprafețelor de nivelare, apărută la sfârșitul anilor '80 din secolul al XX-lea, se bazează pe studiul fisiunii apatitului prezent în rocile substratului (Onac, 2004). ^{238}U prin dezintegrare spontană produce o serie de urme de fisiune în mineralele care îl conțin – apatit în acest caz $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, urme vizibile la o temperatură de $100^\circ \pm 20^\circ \text{C}$. Peste această temperatură urmele se închid nemairămânând niciun indiciu. Prin eroziune este îndepărtat material iar zonele profunde ajung mai aproape de suprafață, temperatura lor scăzând, apatitul păstrând urmele dezintegrării uraniului, ceea ce înseamnă o temperatură mai mică de 100°C , cu conotații în privința adâncimii la care s-a aflat fragmentul respectiv de rocă în scoarță. Cu cât sunt mai multe urme de fisiune păstrate, cu atât timpul petrecut la o adâncime corespunzătoare sub 100°C este mai mare și deci o istorie erozivă mai îndelungată. Pentru teritoriul țării noastre au fost realizate câteva studii utilizând această metodă (Bojar et al., 1998, Moser et al., 2005 pentru Carpații Meridionali, Sanders, 1998 pentru Carpații Orientali), rezultatele obținute venind în completarea informațiilor deja existente.

V. 3. Relieful fluvio-torențial

Este rezultatul acțiunii ape în stare lichidă, care prin eroziune, transport și acumulare a creat forme de la cele incipiente (curgere în suprafață, șiroiri, rigole, ravene, torenți) până la cele mai evaluate (rețeaua de văi).

Procesele morfologice asociate curgerii în suprafață, șiroirilor și ravenărilor sunt mai frecvente și eficiente în domeniul pajiștilor alpine, unde solul este mai subțire și nu este protejat de o vegetație cu un sistem radicular profund și ramificat. Au fost identificate mai multe astfel de forme de relief, cea mai reprezentativă fiind ravena *Bolboroși*.



Fig. 30 – Ravena Bolboroși de pe Culmea Drăgșanu

Cele mai multe văi sunt de vârstă pliocen-cuaternară, deci relativ recentă. Schițarea unora dintre ele poate fi însă trasată cu mult timp în urmă, în special a văilor de mari dimensiuni care limitează această regiune, cum este cazul Lăpușnicului Mare, Jiului de Vest, parțial al Butei. Ele au moștenit în parte traseul unor falii sau lăsări structurale.

V. 4. Relieful glaciatic

V. 4. 1. Forme glaciare de eroziune

Circurile și văile glaciare din Munții Piule-Iorgovanu sunt mai degrabă modeste ca și dimensiuni când le comparăm cu cele prezente în unitățile vecine - Retezat, Godeanu. Pentru o mai bună cuantificare a proprietăților acestor circuri și pentru ușurarea înlesnirii comparației cu forme similare din alte masive montane, am determinat variabilele morfometrice pentru circurile din această arie (Ardelean, 2005). Delimitarea circurilor s-a realizat pe harta topografică scara 1:25.000, iar metodologia de calcul a variabilelor folosite a fost cea propusă de Evans & Cox (1974, 1995).

Tabelul 2. Variabilele morfometrice ale circurilor glaciare din arealul Munților Piule-Iorgovanu

Variabila	Cercul	Scorota Est	Scorota Vest	Buta	Pustnicu	Soarbele
Altitudinea minimă pat (m)		1720	1720	1600	1670	1700
Altitudinea maximă pat (m)		1950	1830	1800	1900	1750
Altitudinea medie pat (m)		1835	1775	1700	1785	1725
Altitudinea crestei pe axa mediană (m)		2040	1930	2020	1990	1960
Altitudinea maximă pe creastă (m)		2050	1940	2050	2010	1960
Înălțimea axială mediană (m)		320	210	420	320	260
Denivelarea maximă a patului (m)		230	110	200	230	50
Lungimea pe axa mediană (m)		592	755	1084	1026	723
Lățimea maximă (m)		500	750	800	400	725
Coeficientul de alungire		0,84	0,99	0,74	0,39	1,00
Raportul lungime / lățime		1,18	1,00	1,35	2,56	1,00
Perimetrul (m)		2250	2500	3200	3000	2250
Suprafața patului circului (km ²)		0,27	0,2	0,4	0,35	0,08
Suprafața circului (km ²)		0,37	0,43	0,6	0,4	0,37
Indicele de circularitate		0,65	0,68	0,75	0,53	0,65
Expoziția relativă		SE	SE	E	E	SE
Azimutul circului		163	152	83	90	125
Panta medie a patului (°)		15	12,5	17	15,5	8,7

Circurile cu dimensiunile cele mai mari s-au dezvoltat pe versantul sudic, aici relieful fluvial preexistent fiind mai favorabil. Văile de pe versantul sudic sunt mai lungi, profilul lor longitudinal are o pantă mai redusă decât al celor de pe versantul nordic, iar obârșiile văilor se află în apropierea culmii, la altitudini mari. Toate circurile analizate au expunerea către SE sau E, ceea ce se încadrează în tendința generală a expoziției circurilor de pe versanții sudici din Carpați.

V. 4. 2. Forme glaciare de acumulare

Morenele sunt principalele forme de acumulare, ele fiind bine păstrate pe văile din Munții Piule-Iorgovanu.

Au fost identificate mai multe tipuri de morene: frontale, stadiale, laterale, de ablație. Morenele stadiale se păstrează într-o stare mult mai bună decât cele frontale, ele fiind depuse mult mai aproape de zilele noastre, fiind deci mai puțin atacate de eroziune.

V. 4. 3. Aspecte regionale

Bazinul Scorota

Circurile glaciare sunt situate la obârșia văii Scorota în partea de SE a Culmii Drăgșanu, sub vârful Drăgșanu (2080 m) și Scorota (2020 m).

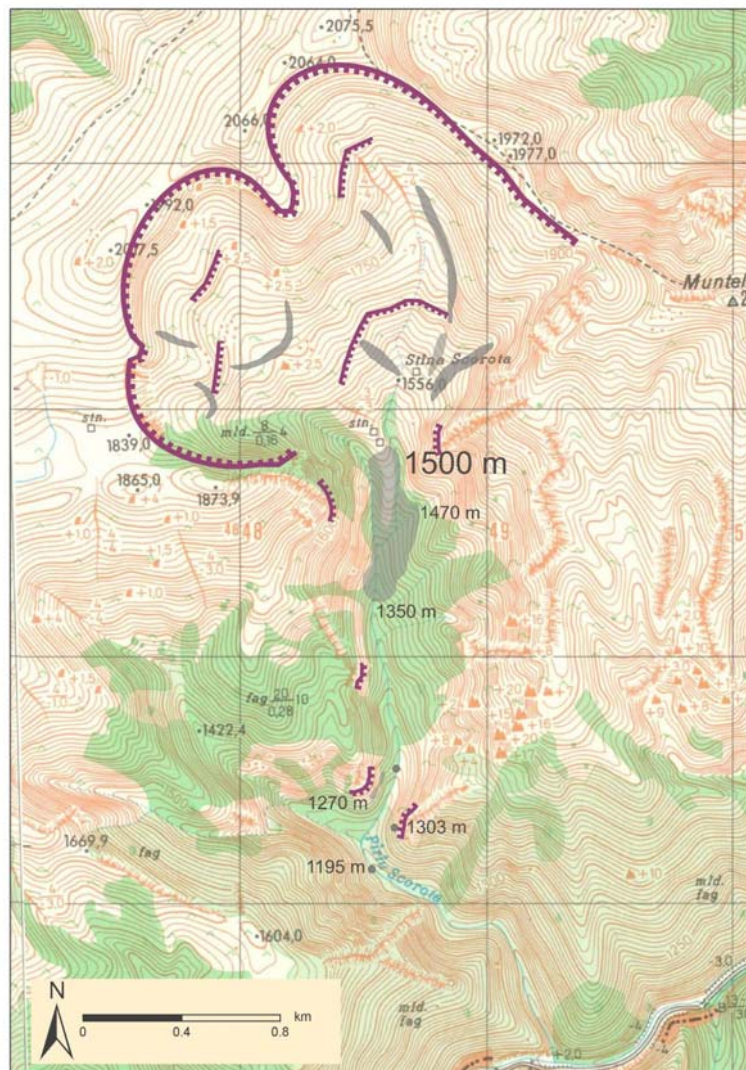


Fig. 31 – Relieful glaciar de pe valea Scorota cu Apă

Circurile sunt bine individualizate față de relieful din jur, mai ales că în partea superioară ele sunt săpate în suprafața de nivelare Borăscu, din Culmea Drăgșanu, ceea ce le pune bine în evidență. Podeaua lor este bine exprimată, chiar dacă este în pantă accentuată. O serie de praguri și trepte glaciare alternează pe lungimea lor. Cele două circuri confluează în amonte de stână, unde ghețarul avea și cea mai mare grosime.

Dovezi certe ale prezenței ghețarilor pe vale se întâlnesc la confluența celor două Scorote, unde au fost identificate blocuri eratice de dimensiuni metrice la altitudinea de 1270 m (40 m altitudine relativă) pe versantul drept și 1303 m (60 m altitudine relativă) pe versantul stâng al văii.



Fig. 32 – Bloc erratic alcătuit din șisturi cristaline la 1303 m altitudine pe versantul stâng al văii Scorota cu Apă

Cercul și valea glaciară Soarbele

Cercul și valea glaciară Soarbele se află situate la est de Vf. Paltina, având o orientare și direcție de curgere NV-SE.

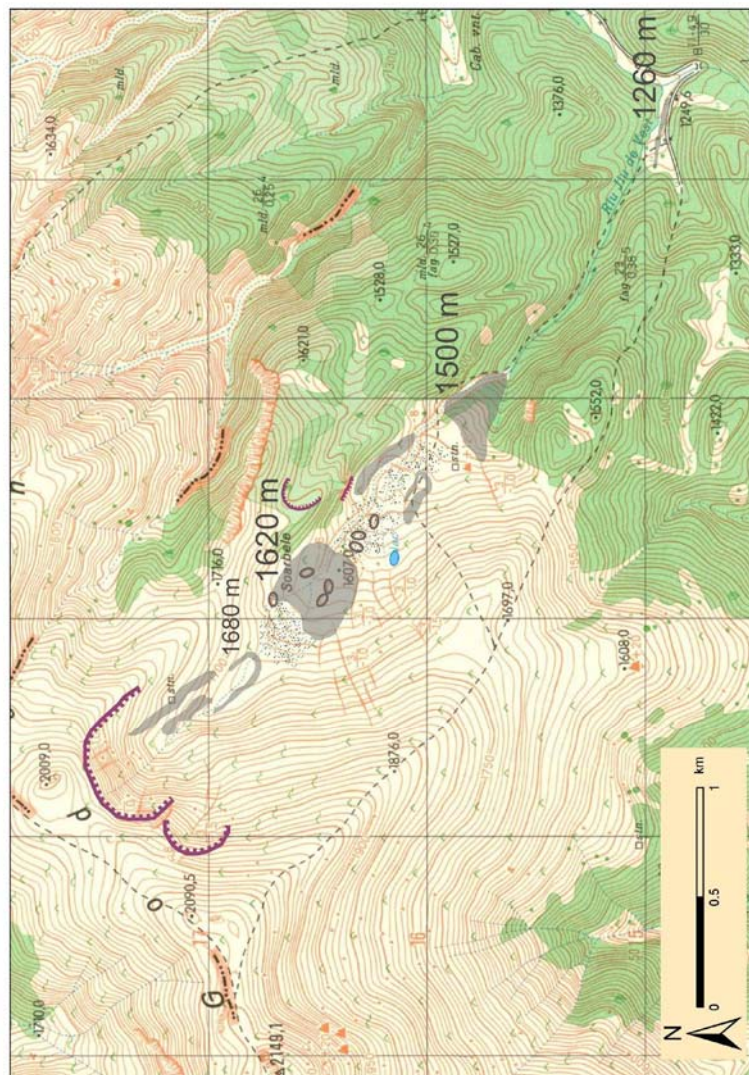


Fig. 33 – Relieful glaciară de pe valea Soarbele (morenele sunt figurate cu gri)

Cele mai joase depozite glaciare, le-am identificat la confluența văii Soarbele cu valea Șarba, la 1260 m altitudine. Este vorba despre o morenă laterală, pe partea dreaptă a văii, care încă își păstrează pe anumite porțiuni forma morfologică, de rambleu, cu înălțimi modeste, de 2-4 m și o

lățime de aproximativ 10-12 m. Cu toate că este împădurită și pe alocuri înierbată, se pot observa blocurile de dimensiuni mari care o compun.

Blocurile aflate la baza morenei de la stâna sunt mai alterate, au grosime mai mică și par a avea o pantă diferită de blocurile aflate mai sus. Aceasta ne face să considerăm, că ele aparțin morenei identificate mai jos, provenind dintr-o altă fază de avansare a ghețarului.

Pentru a cunoaște structura și grosimea morenei de la stâna de la 1500 m, am efectuat o investigație folosind metode geofizice de tomografie electrică. Pentru aceasta a fost ales un lob morenaic din cadrul celui de-al doilea val al morenei.

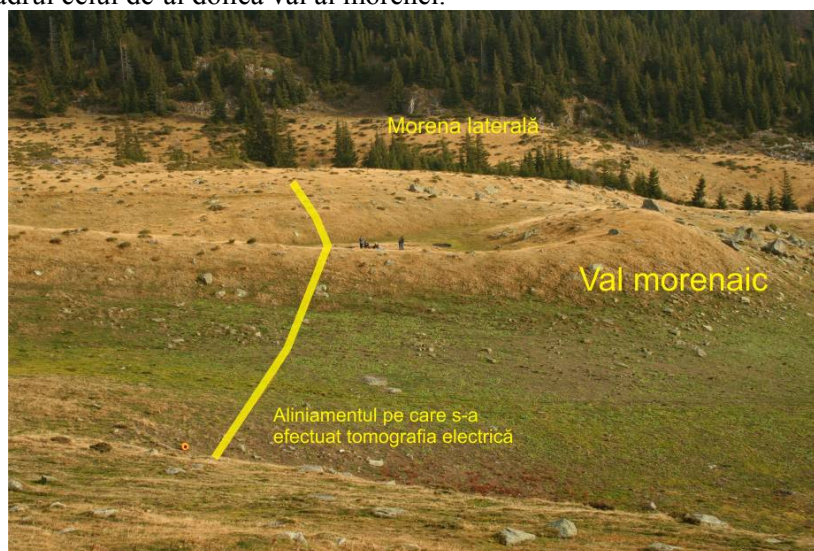


Fig. 34 – Situl de investigație de tomografie electrică

A fost utilizată metoda de lucru dipol-dipol, ea dovedindu-se a reprezenta cel mai bine structura în adâncime a substratului calcaros acoperit de un strat de sedimente (Zhou et al., 2000, 2002). S-au folosit un număr de 32 de electrozi, distanțați la 5 m unul față de celălalt, ceea ce a permis acoperirea unei distanțe de 160 m. Numărul electrozilor și distanța dintre ei a permis programului de inversiune crearea modelului geofizic bazat pe rezistivitatea aparentă până la o adâncime de 16-18 m.

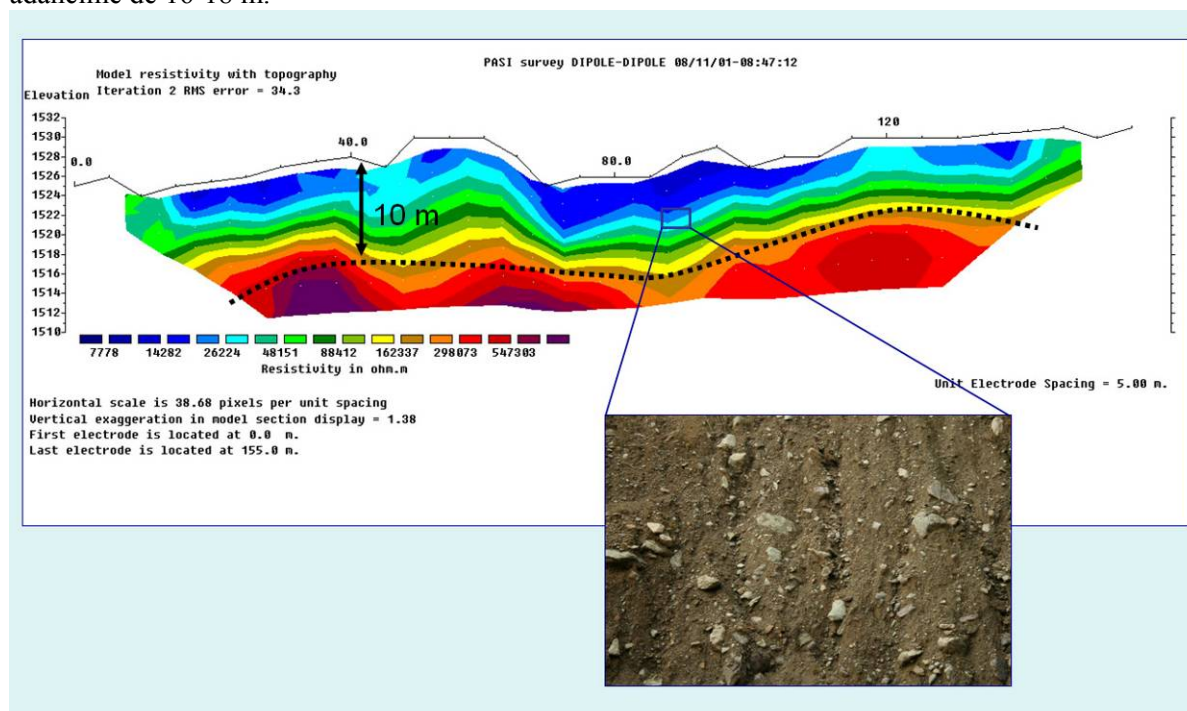


Fig. 35 – Modelul geofizic al morenei de la 1500 m de pe valea Soarbele

Din model se poate observa o creștere bruscă a rezistivității electrice la aproximativ 10 m adâncime (culorile portocaliu – roșu – indigo), ceea ce denotă existența unor roci compacte, fără porozitate primară ridicată, interpretate aici ca fiind substratul. Deasupra substratului se află

depozitele morenaice, care, prin eterogenitatea lor, pot conține o cantitate variabilă de apă, care se traduce prin valori mai reduse ale rezistivității. În partea stângă a profilului se observă la nivelul substratului o ondulare, cel mai probabil fiind vorba despre o dolină formată sub materialul morenaic. Se poate astfel trage concluzia, că în zona investigată, grosimea depozitelor morenaice este de aproximativ 10 m, ceea ce concordă și cu observațiile din deschiderea morenei prezentate anterior. Bineînțeles că grosimea obținută prin această metodă nu reprezintă grosimea depozitelor morenaice pentru întreaga vale, ea având rol de exemplificare pentru un anumit loc.

Investigația cu ajutorul georadarului (GPR) pune în evidență în partea centrală a valului morenaic o depresiune de tip dolină, mulată de depozitele morenaice, ceea ce concordă cu datele obținute din investigația cu ajutorul tomografiei electrice, discutată mai sus.

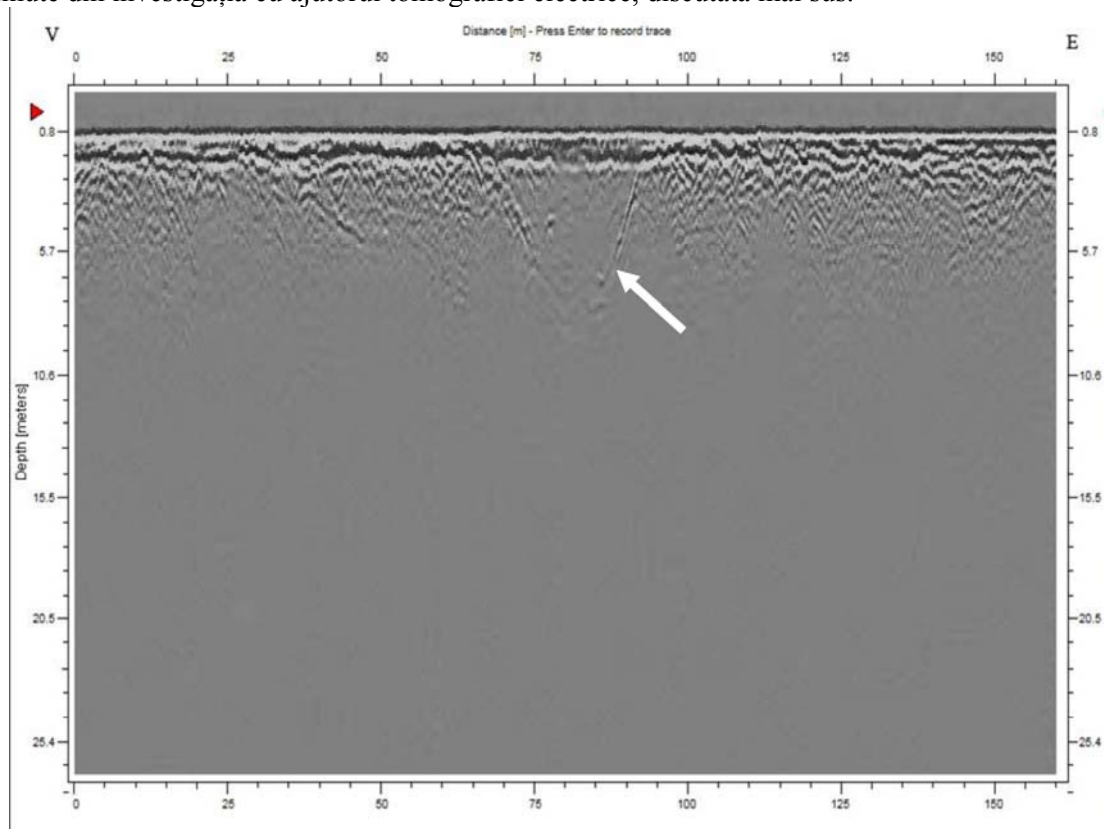


Fig. 36 – Modelul geofizic utilizând georadarul, al morenei de la 1500 m de pe Valea Soarbele (săgeata indică umplutura dolinei din centrul morenei)

Găuroane

Apare ca o excavație bine delimitată la obârșia văii Găuroane, afluent de dreapta al Cheii Scocului, la aproximativ 600 m est față de Piatra Iorgovanului. Forma sa semicirculară cu o bună închidere în plan apare foarte evidentă atât pe harta topografică, cât și pe imaginea aeriană.

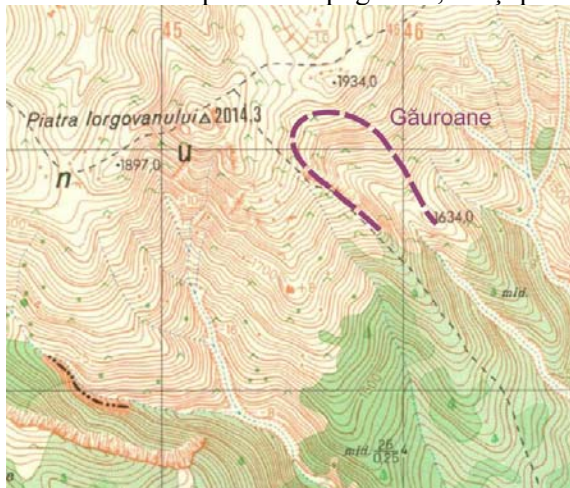


Fig. 37 – Circul Găuroane schițat pe harta topografică 1:25.000

Nu s-a identificat nicio morenă sau alt depozit susceptibil de a fi considerat de origine glaciară, nici la partea inferioară a depresiunii de la baza cercului, nici pe vale. Situarea cercului la altitudinea de 1650 m (baza) – 1850 m (buza lui) ne fac să credem că el reprezintă un circ glacio-nival. Lipsa morenelor se poate explica pe de-o parte prin modelarea cercului de către zăpadă, care are o acțiune morfosculturală mai redusă ca și a gheții (fiind astfel o dovadă că masa de zăpadă – firn se afla la limita zăpezilor permanente, cercul fiind astfel glacio-nival), pe de altă parte prin răspunsul calcarelor la acest agent modelator, apa provenită din topire având un efect erozional mai scăzut, predominând în schimb coroziunea. Fragmente provenite prin dezagregare de pe pereții cercului au putut fi ușor mobilizate în aval de apele de topire.

Particularitatea manifestării glaciației cuaternare în Munții Piule-Iorgovanu

Ghețari cuaternari au existat, dovadă evidentă fiind circurile și morenele lăsate în urmă. O primă particularitate evidentă a glaciației din această zonă este asimetria ei de manifestare: majoritatea circurilor glaciare sunt situate pe versantul sudic al culmii principale. Cum condițiile topoclimatice sunt, evident mai favorabile dezvoltării ghețarilor pe versantul nordic, în acest caz explicația este dată de condițiile topografice preglaciare mai favorabile instalării ghețarilor pe versantul sudic.

O altă particularitate a glaciației de aici este dată de prezența calcarelor pe anumite porțiuni glaciare. Prezența acestor calcare a determinat ca modelarea glaciare să îmbrace forme inedite în unele aspecte.

Răspândirea calcarelor considerăm că a fost limitativă în ceea ce privește dezvoltarea unor forme de relief glaciare de dimensiuni mari. Aceasta pe de-o parte din cauza reliefului preglaciare, care nu a dus la formarea unor văi a căror obârșie să fie favorabilă acumulării zăpezii iar pe de altă parte răspunsului acestei roci la modelarea glaciară, calcarul fiind o rocă dură, masivă.

Morenele sunt principalii indicatori ai desfășurării manifestației glaciației cuaternare. Din analiza de teren, coroborată cu unele date din bibliografie referitoare la unitățile vecine, ne putem face o idee cu privire la manifestarea glaciației cuaternare în acești munți.

Tabelul 3. Altitudinea morenelor de pe văile glaciare din Munții Piule-Iorgovanu

Buta	Pustnicul	Scorota	Soarbele	Paltina	Vârsta
	1810-1860	1820			Dryas Vechi
1730-1740	1750-1780	1750	1680		Würm III
1610-1650	1620	1630	1620		Würm III
		1400-1500	1400-1500	1500	Würm III
		1350			Würm II
		1195-1260	1260		Riss

Din cele de mai sus se deduce că morenele de pe văile glaciare pot fi grupate pe șase etaje altitudinale, ele reprezentând tot atâtea momente de maxim de extensie glaciare.

V. 5 Relieful periglaciare

Este rezultatul modelării în cadrul condițiilor morfoclimatice periglaciare, rolul primordial în geneza formelor de relief avându-l procesele de îngheț-dezgheț și nivația, alături de alte procese asociate temperaturilor scăzute.

Formele de versant se găsesc pe suprafețe înclinate, situate deasupra limitei pădurilor.

Râurile și torenții de pietre reprezintă acumulări mobile de gelifRACTE cu aspect liniar, dezvoltate în lungul versanților cu declivități ridicate (peste 40°). Apar de regulă la altitudini de peste 1800 m, sub un perete stâncos care constituie sursa de alimentare cu gelifRACTE. Apar acolo unde îngheț-dezghețul are o frecvență și alternanță ridicată, rezultatul fiind producerea unui mare număr de gelifRACTE. Astfel de forme de relief sunt bine reprezentate pe dreapta văii Buta, sub Vf. Piule, suprapunându-se cuestei, în cadrul circurilor glaciare Paltina, Soarbele și Scorota, pe versanții acestora, precum și pe alocuri, pe versanții văilor Buta și Scorota.

Blocurile reptante (glisante) se găsesc acolo unde panta terenului este moderată, fiind cuprinsă între 15°-20° (Niculescu & Nedelegu, 1961). Alunecarea blocurilor pe versant se produce acolo unde există o pătură de sol sau o scoarță de alterare suficient de groasă.



Fig. 38 – Bloc reptant pe suprafața Borăscu din Culmea Drăgșanu

Formele pe suprafețe plane

Microdepresiunile nivale reprezintă rezultatul acțiunii zăpezii pe suprafețe plane și se face în special prin tasare și acțiune chimică. Formarea lor a fost posibilă acolo unde zăpada se putea acumula și păstra un timp îndelungat, condiții care se întâlnesc în cadrul zonelor plane ale suprafețelor de nivelare de la altitudini mari. Unele dintre aceste forme pot fi condiționate structural, cum sunt cele de pe Culmea Drăgșanu, la vest de Șaua Plaiul Mic.



Fig. 39 – Depresiune nivală pe Culmea Drăgșanu

Acțiunea morfogenetică a zăpezii este foarte activă în zona înaltă, mai ales în cazul formelor de relief negative, unde găsește condiții propice de acumulare și persistență.



Fig. 40 – Depozit de zăpadă pe fundul unei ravene în calcare în etajul alpin (iulie 2010)

CAPITOLUL VI – PROCESELE GEOMORFOLOGICE ACTUALE

Meteorizația și procesele gravitaționale

În principal meteorizația este comandată direct de condițiile morfoclimatice actuale și de caracteristicile litologice și morfotectonice ale substratului.

Având în vedere condițiile morfoclimatice actuale ce țin de mediul climatic montan, bogat în precipitații, cu ecarturi de temperatură relativ mari, timpi de insolație ridicați se creează condițiile unei meteorizări intense.

Rezultatul dezagregării îl reprezintă prezența numeroasă a conurilor de grohotiș, tăpșane și poale de grohotiș, la baza versanților, bineînțeles, cu conlucrarea și a altor procese. Aceste depozite au o reprezentare amplă la baza abrupturilor calcaroase, în special pe versantul drept al Văii Buta, la baza cuestei tectono-erozive, pe Valea Scorotei, în zona Pietrei Iorgovanului și zona abruptului Stănuleți.

Eroziunea în suprafață și pluviodenudarea

Acest proces își face simțită prezența pe toată suprafața Munților Piule-Iorgovanu și asupra tuturor formelor de relief, având însă o intensitate mai mare asupra zonei situată în etajul alpin, unde lipsește protecția stratului forestier, iar roca apare la suprafață sau e acoperită de un strat subțire de sol și pășune alpină.

Procesul e mai dezvoltat pe rocile cristaline ale Culmii Drăgșanului, unde materiale rezultate în urma proceselor de meteorizație și alterare sunt spălate și transportate în cadrul unor organisme torențiale și apoi fluviale. Tot aici, eroziune în suprafață este mai intensă și datorită pășunatului, pe unele porțiuni, mai ales în preajma stânelor (Drăgșanu, Scorota, Buta) unde scurgerea difuză primește progresiv caractere de scurgere concentrată.

Pe calcare procesul e mult mai diminuat, în special proprietăților litologice ale acestei roci, ce ermite pătrunderea rapidă a apelor în subteran și reducerea considerabilă a eroziunii de suprafață. Totuși și pe această rocă apar forme de eroziune, în a căror genază trebuie implicată, bineînțeles și corozivitatea, forme ce vor fi tratate mai târziu în cadrul modelării carstice.

Eroziunea torențială și modelarea fluvială

Pe calcare, procesele torențiale sunt, de regulă, slab reprezentate, cunoscând faptul că apa din precipitații se infiltrază rapid în subteran, din acest motiv neputându-se forma o rețea de scurgere de suprafață de mari dimensiuni. Cu toate acestea, se cunosc câteva ravene și organisme torențiale de dimensiuni mai reduse, cum sunt formele de pe pantele sudice ale Muntelui Albele și cele din jurul Vârfului Piule.

În ceea ce privește procesele fluviale, remarcăm aceeași activitate periodică dată de caracterul și starea precipitațiilor.

Aici putem deosebi două cazuri: văile formate în calcare și văile pe terenuri necalcaroase.

Văile formate pe calcare sunt în marea majoritate a timpului seci, având apă și suferind o modelare fluvială doar în cadrul perioadelor de ploi abundente și/sau de topire a zăpezilor.

Pe văile formate în roci necalcaroase, deci cu scurgere permanentă procesele fluviale sunt mai dezvoltate, apărând și forme de relief conexe acestor procese.

Modelarea periglaciara

Este specifică regiunilor montane ce depășesc 1700 m, unde stratul protector de vegetație forestieră lipsește, iar roca este expusă direct agenților modelatori. Aceste suprafețe se găsesc în principal în zona pășunilor alpine. Agenții de modelare crio-nivali pot acționa cu intensitate și sub această limită de 1700 m, pe acele suprafețe dezgolite de vegetație (abrupturi stâncoase) sau pe porțiunile unde apar roci gelive. Din acest punct de vedere zona este „predispusă” acestui tip de modelare știind că rocile calcaroase au un mare grad de gelivitate.

Modelarea carstică

În cazul modelării carstice de suprafață, se remarcă asocierea frecventă a acesteia cu alte procese (torențialitate, spălare în suprafață, crioclastie, nivație).

Modelarea subterană se realizează în cadrul peșterilor și avenelor, precum și în cadrul canalelor subterane înecate de drenaj. Apa provine prin infiltrare de la suprafață prin intermediul dolinelor, sorburilor și ponoarelor.

În cazul porțiunilor active, principalul proces este corozivitatea. Aceste galerii active sau porțiuni de galerii active le întâlnim în Peștera nr. 1 de la Dâlma cu Brazi, Avenul Stâna Tomii și parțial (subactiv) în Peștera Zeicului (Sala Finală).

În cadrul galeriilor fosile (din punct de vedere hidrologic), procesul predominant este cel de alterare cu formarea montmilchului, ca în cazul galeriei superioare din Peștera Zeicului, sau de

concreționare, proces de umplere a spațiilor subterane. Apele încărcate cu CaCO_3 dizolvat ajung astfel în goluri, unde presiunea este mai redusă, precipită carbonatul de calciu, care ia diferite forme în funcție de locul unde s-a produs acest eveniment – stalactite, stalagmite, gours-uri, coralite etc.

O problemă importantă o reprezintă și acțiunea zăpezii asupra acestor goluri subterane. Ne referim aici în special la avene, unde în partea superioară a acestora, la intrare, sau pe fundul lor se pot acumula mari mase de zăpadă, ce pot persista în unele cazuri mai mulți ani la rând, având o puternică acțiune morfogenetică.

Regionarea proceselor geomorfologice actuale

- **Domeniu alpin**, prezent în partea superioară a culmilor, începând de la 1700 m altitudine până la 2081 m, nu beneficiază de protecția oferită de stratul forestier, vegetația fiind alcătuită din pășuni și pajiști alpine. Intensitatea proceselor actuale din acest domeniu morfoclimatic este ridicată având un ritm rapid de evoluție.

- **Domeniul forestier**, cuprinde restul suprafeței muntoase, de la 840 m, cel mai jos punct, până în jurul altitudinii de 1700 m. Principalul proces dominant aici este alterarea. În mare măsură eroziunea este mult diminuată datorită prezenței covorului de sol și a vegetației forestiere.

- **Domeniul subteran** se constituie ca un domeniu separat datorită particularităților modelării. Bineînțeles, principalul proces prezent este modelarea carstică. Aceasta se face în funcție de caracteristicile hidrologice ale galeriei.

CAPITOLUL VII – ETAPELE FORMĂRII RELIEFULUI

Istoria dezvoltării peisajului geomorfologic din Munții Piule-Iorgovanu se încadrează evoluției teritoriilor limitrofe, suferind aceleași transformări majore în cadrul marilor evenimente orogenetice. Pentru timpurile mai recente se pot identifica cu mai mare exactitate acele fenomene și procese geomorfologice care au acționat pe teritoriul studiat, deci la scară redusă; cu cât ne referim însă la perioade mai vechi, aprecierile se pot face pentru teritorii mai largi.

De-a lungul perioadelor geologice, fazele orogenice au alternat cu cele de calm tectonic, regresivitatea au determinat etape de gliptogeneză iar transgresivitatea au fosilizat relieful, toate aceste evenimente au dus în cele din urmă la înfățișarea actuală a reliefului.

Începutul formării trăsăturilor actuale ale reliefului au fost posibile după derularea orogenezei laramice, când regiunea a suferit constant mișcări de ridicare, ce au dus la exondarea ei și instalarea unui regim de modelare subaeriană. Modelarea realizată de-a lungul Terțiarului este cea care a dus regiunea la aspectul pe care-l are astăzi.

O primă dovadă a modelării realizate în etapele inițiale de formare a reliefului, o reprezintă păstrarea nivelului de eroziune Drăgșanu, echivalent suprafeței Borăscu II din Munții Godeanu.

Ulterior, prin înălțarea regiunii acest nivel de eroziune a rămas suspendat, creându-se condițiile formării celei de a doua platforme de eroziune – Ciocanele, echivalentă Râu Șes.

La sfârșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului au loc mișcările valahe care înalță în bloc Carpații și regiunea Munților Piule-Iorgovanu cu aproape 1000 m până în zilele noastre.

O dată cu creșterea altitudinii Carpaților se instalează, la nivel global, un climat mai rece ce culminează cu producerea unor faze glaciare, din care cel puțin două (ultimele două) au afectat și Carpații. Pentru Munții Piule-Iorgovanu, pe baza dovezilor morfologice putem documenta doar două: Riss și Würm.

În faza glaciară Riss, cea mai extinsă, ghețarii ocupau văile mai importante, la obârșia lor formându-se circuri glaciare. Limita zăpezilor a oscilat în jurul altitudinii de 1600-1700 m, limbile glaciare coborând pe văile din zona analizată până la 1100 m, fapt atestat de depozite morenaice găsite la această altitudine. Cu 110 mii ani în urmă climatul a suferit o nouă răcire, ce a declanșat instalarea unei noi faze glaciare – Würm. În această fază glaciară se consideră că temperaturile au fost mai scăzute, însă și precipitațiile au fost mai reduse cantitativ, din această cauză și ghețarii au fost mai mici decât cei din faza anterioară. Ei au ocupat în general, aceleași circuri glaciare ca și cei din Riss și coborau pe aceleași văi, însă doar până la aprox. 1400-1500 m altitudine.

După încheierea acestei ultime faze glaciare, clima a avut o serie de oscilații sub raportul temperaturii și precipitațiilor, pe un fundal general de încălzire. Ghețarii s-au topit, existând mici avansări episodice, care au determinat formarea de morene stadiale, în general bine păstrate. Modelarea glaciară a lăsat locul celei periglaciare, care, pe măsura îndulcirii condițiilor de climă ceda teren celei fluviale.

În prezent, cea mai mare parte a ariei montane intră în zona de manifestare a proceselor fluviale. Doar zonele înalte, situate la peste 1800 m au un regim de modelare periglaciară, sub

influența temperaturilor scăzute, fără existența unui permafrost continuu. Munții Piule-Iorgovanu fiind alcătuiți predominant din calcare, modelarea carstică se manifestă pe arii întinse.

CAPITOLUL VIII – REGIONAREA GEOMORFOLOGICĂ

Constă în identificarea unor subunități din cadrul unității montane analizate, cu aceleași caracteristici morfologice și omogene din punct de vedere genético-evolutiv. Subunitățile identificate trebuie să dispună de limite bine individualizate, morfologice și/sau litolo-structurale, ușor identificabile pe teren. Dată fiind întinderea redusă a Munților Piule-Iorgovanu regionarea geomorfologică include ca și subîmpărțire identificarea subunităților geomorfologice.

Subunitatea Piule-Pleșa, situată în partea de est a acestor munți, se identifică prin existența unei culmi unitare, bine individualizată, slab fragmentată, cu aspect masiv, ce se desprinde către SE din culmea principală.



Fig. 41 – Regionarea geomorfologică a Munților Piule-Iorgovanu

Principala caracteristică a acestei culmi este, după cum s-a precizat, masivitatea, culmea, cu orientare NV-SE menținându-se pe aproape toată lungimea la peste 1800 m înălțime, reprezentând un rest al nivelului II al complexului sculptural Borăscu. Suprafețele de nivelare sunt de altfel, slab reprezentate în cadrul acestei subunități. Caracteristica principală e dată de prezența versanților puternic înclinați, chiar abrupti. Relieful structural are o bună reprezentare, versantul culmii către Valea Butei suprapunându-se pe o cuestă de mai multe sute de metri denivelare.

Subunitatea Drăgșanu, suprapunându-se culmii cu același nume, ocupă o poziție nordică în cadrul masivului, între Scocul Drăgșan și Lăpușnicul Mare la vest, Șaua Plaiului Mic la nord, circurile Buta și Scorota la est și sud. Caracteristica principală e dată de lărga extindere a suprafețelor de nivelare, prin intermediul celui de-al II-lea nivel al complexului sculptural Borăscu, suprafață condiționată în parte structural, prin coincidența ei cu șistozitatea, ceea ce a contribuit la păstrarea ei în stare bună până în prezent.

Subunitatea Albele – Piatra Iorgovanului – Stănuleți – Soarbele acoperă partea vestică a masivului, între văile Paltina și Soarbele în vest, Lăpușnicul Mare în nord, Scocul Drăgșanului și Scorota cu Apă la est și Valea Jiului de Vest la sud. Este subunitatea cea mai complexă a masivului, acest fapt fiind argumentat de prezența unor forme de relief create prin diferite și variate procese morfogenetice: carstice, glaciare, periglaciare, denudaționale.

BIBLIOGRAFIE

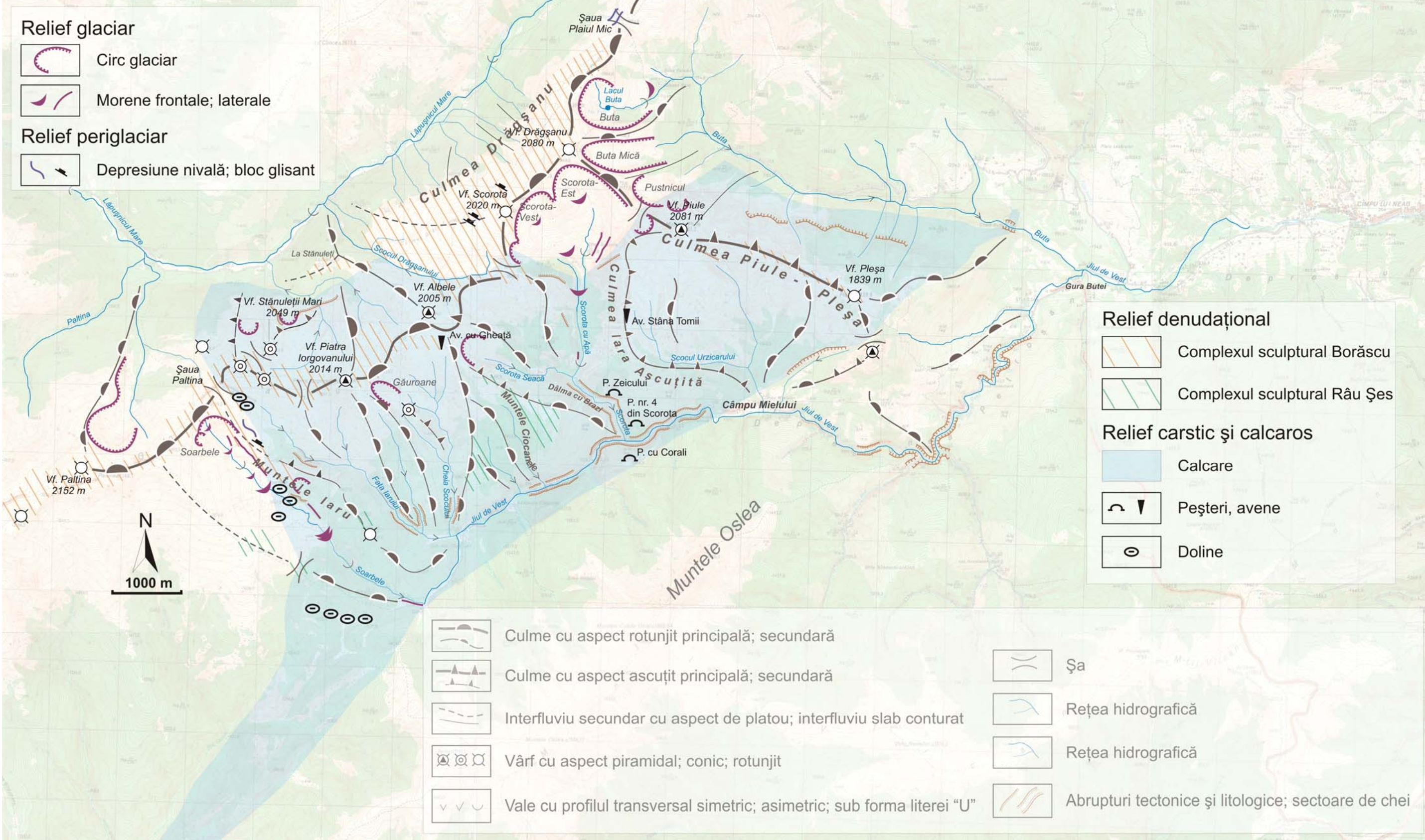
- Allred, K.**, 2004, Some carbonate erosion rates of Southeast Alaska, *Journal of Caves and Karst Studies*, **66/3**: 89-97
- Ardelean, M.**, 2002, Aspecte ale reliefului carstic din Munții Piule-Iorgovanu, *Analele Universității de Vest din Timișoara – Geografie*, **XI-XII**: 47-60
- Ardelean, M.**, 2005, Relieful glaciatic din bazinul Scorotei (Munții Piule-Iorgovanu), *Revista geografică*, **XI** (2004) serie nouă: 56-61
- Bădescu, D.**, 1991, Le karst alpin des Monts Retezat (Alpes de Transylvanie, Roumanie), *Karstologia*, **17**: 43-53
- Berger, A., Loutre, M.-F.**, 2007, Milankovitch theory and paleoclimate, in *Encyclopedia of Quaternary Science – Glaciation Causes* (Ed. by Elias S.A.), Elsevier, 1017-1022
- Bleahu, M.**, 1957, Captarea carstică și importanța ei pentru evoluția morfologică a regiunilor carstice, *Probleme de geografie*, **V**: 55-99
- Bleahu, M.**, 1974, *Morfologia carstică*, Ed. Științifică, București
- Bleahu, M.**, 1982, Relieful carstic, Ed. Albatros, București
- Bleahu, M., Rusu, T.**, 1965, Carstul din România. O scurtă privire de ansamblu, *Lucr. Instit. Speol. „Emil Racoviță” București*, **IV**: 59-73
- Bleahu, M., Decu, V., Negrea, Șt., Pleșa, C., Povară, I., Viehmann, I.**, 1976, *Peșteri din România*, Ed. Științifică și Enciclopedică, București
- Bojar, A.-V., Neubauer, F., Fritz, H.**, 1998, Cretaceous to Cenozoic thermal evolution of the southwestern South Carpathians: evidence from fission-track thermochronology, *Tectonophysics*, **297**: 229-249
- Bulgăr, A., Diaconu, V., Oancea, V.**, 1984, Modern methods in karst hydrological research. Application to some principal karst systems from the Southern Carpathians, *Theoretical and Applied Karstology*, **1**: 215-224
- Choppy, J.**, 1992, Des indicateurs climatiques: les cannelures et rigoles de l'endo- et de l'exokarst, în *Karst et évolutions climatiques*, Presses universitaires de Bordeaux: 349-354
- Ciobanu, I.**, 1960, Cercetări polenanalitice în Munții Retezatului, *Studia Univ. Babeș-Bolyai*, seria II, biologie, **2**: 47-65
- Cocan, P., Rotariu, G.**, 1990, Dependence et independance tectonique dans la morphogenese de l'exokarst, *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geographia*, **XXXV/2**: 62-66
- Codarcea, Al., Lupu, M., Dessila-Codarcea, Marcela, Lupu, Denisa**, 1967, Unitatea supragetică în Carpații Meridionali, *SCGGG – Geologie*, **12/2**: 387-392
- Constantin, S., Lauritzen, S.E.**, 1998-1999, Speleothem datings in SW Romania. Part 1: Evidence for a continuous speleothem growth in Peștera Cloșani during Oxygen Isotope stages 5-3 and its paleoclimatic significance, *Theoretical and Applied Karstology*, **11-12**: 35-46
- Constantin, S., Bojar-Voica, Ana, Lundberg, J., Lauritzen, S.-E.**, 2002, Holocene rapid climatic oscillations in the sub-Mediterranean continental environment, recorded in a stalagmite from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania), în *Abstracts of the International Workshop „Cave Climate and Paleoclimate – Best Records of the Global Change”*, Stara Zagora, Bulgaria, September 2002
- Constantinescu, T.**, 1984, Le Massif de Piatra Craiului. Genèse et évolution des torrents des versants nord-ouest et nord; glaciation pléistocène, *Theoretical and Applied Karstology*, **1**: 99-106
- Constantinescu, T.**, 2009, *Masivul Piatra Craiului. Studiu geomorfologic*, Ed. Universitară, București

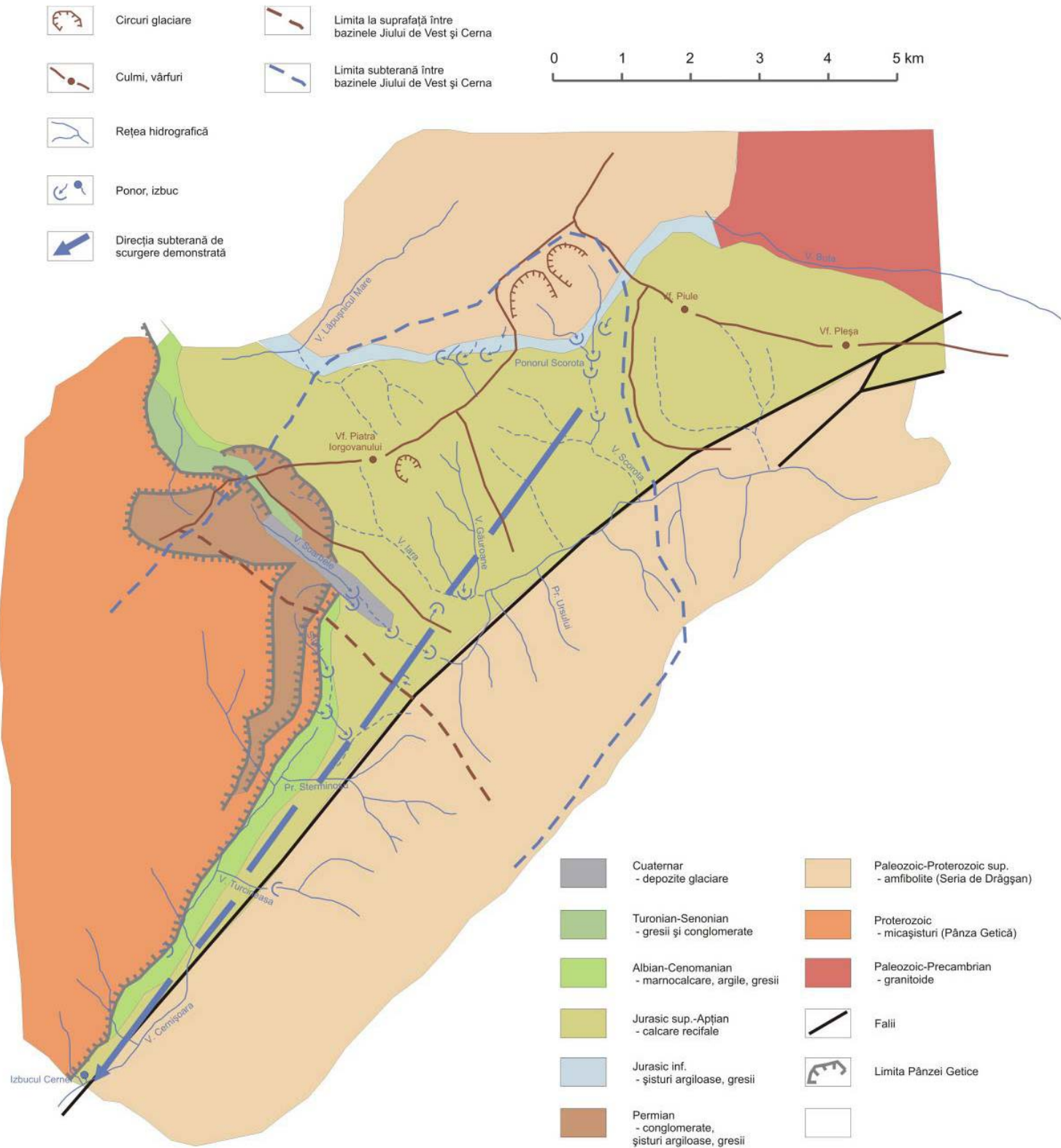
- Cucchi, F., Forti, F., Finocchiaro, F.**, 1987, Carbonate surface solution in the classical karst, *International Journal of Speleology*, **16**: 125-138
- Diaconu, C.**, 1976, Quelques considérations sur la genèse du mondmilch calcitique dans les grottes, *Trav. Inst. Spéol. «Emile Racovitza»*, **XV**: 227-230
- Evans, I.S., Cox, N.**, 1974, Geomorphometry and the operational definition of cirques, *Area*, **6/2**: 150-153
- Evans, I.S., Cox, N.**, 1995, The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria, *Zeitschrift für Geomorph. N. F.*, **39/2**: 175-202
- Diaconu, G.**, 1992, La relation «hypsométrie-microclimat-colmatage» dans l'endokarst de la zone Cloșani (Département de Gorj – Roumanie), *Theoretical and Applied Karstology*, **5**: 155-166
- Gherasi, N.**, 1937, *Studii petrografice și geologice în Munții Godeanu și Țarcu (Carpații Meridionali)*, Universitatea din București, Mon. Ofic. și Imprim. Stat., 78 p.
- Gibson, P.J., Lyle, P., George, D.M.**, 2004, Application of resistivity and magnetometry geophysical techniques for near-surface investigations in karstic terranes in Irleand, *Journal of Cave and Karst Studies*, **66/2**: 35-38
- Givulescu, R.**, 1985, Étude sur la végétation fossile de la Valée du Jiu (Département de Hunedoara), *D.S. Indtit. Geol. Geofiz.*, **70-71/3**: 171-186
- Goran, C.**, 1982, *Catalogul sistematic al peșterilor din România*, Inst. Speol., Fed. Rom. Turism-Alpinism, Com. Centr. Speol. Sport., București, 496 p.
- Goran, C.**, 1983, Le types de relief karstique de Roumanie, *Trav. Inst. Spéol. «Emile Racovitza»*, **XXII**: 91-102
- Grumăzescu, C.**, 1975, *Depresiunea Hațegului. Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei, București
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Woodward, J.C.**, 2007, Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece, *Geomorphology*, **88**:242-253
- Ilie, I.**, 1970a, *Carstul din nordul Olteniei. Rezumatul tezei de doctorat*, Univ. București, 46 p.
- Ilie, I.**, 1970b, *Geomorfologia carstului*, Centrul de multiplicare al Univ. București
- Ilie, I.D.**, 1972, Contribuții la tipizarea carstului din Carpații Meridionali, *Lucr. Simpoz. de Geografie fizică a Carpaților*, București, septembrie 1970, Institutul de Geografie al Academiei Românie, București, 165-181
- Ioannis, F.L., Antonios, P.V., Filippou, I.L., Tassopoulos, N.**, 2002, The use of geophysical prospecting for imaging the aquifer of Lakka carbonates, Mandoudi Euboea, Greece, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, **5/3**: 97-106
- Judson, S., Ritter, D.F.**, 1964, Rates of regional denudation in the United States, *Journal of Geophysical Research*, **69/16**: 3395-3401
- Kaufmann, G., Braun, J.**, 2001, Modelling karst denudation on a synthetic landscape, *Terra Nova*, **13**: 313-320
- Linzer H.-G., Frisch, W., Zweigel, P., Gîrbacea, R., Hann, H.-P., Moser, F.**, 1998, Kinematic evolution of the Romanian Carpathians, *Tectonophysics*, **297**: 133-156
- Lupșa, Viorica**, 1968, Analiza polinică a solurilor alpine din Parcul Natural Retezat, *Ocrot. Nat. Med. Înconj.*, **12/2**: 203-210
- Lupu, S.**, 1965, Cheile Buții, *Natura (seria geol.-geogr.)*, **1**: 49-52
- Martonne, E. de**, 1907, Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates Méridionales), *Rev. Géogr. Annuelle*, Paris, **I**, 279 p.
- McGrath, R.J., Styles, P., Thomas, E., Neale, S.**, 2002, Integrated high-resolution geophysical investigations as potential tools for water resource investigations in karst terrain, *Environmental Geology*, **42**: 552-557
- Mîndrescu, M.**, 2005, *Geomorfometria circurilor glaciare din Carpații Românești*, Teză de doctorat, Univ. „Al.I. Cuza” Iași, 334 p.

- Moser, F., Hann, H.P., Dunkl, I., Frisch, W.**, 2005, Exhumation and relief history of the Southern Carpathians (Romania) as evaluated from apatite fission track chronology in crystalline basement and intramontane sedimentary rocks, *Int. Journ. of Earth Sciences*, **94**: 218-230
- Mutihac, V.**, 1982, *Unitățile geologice structurale și distribuția substanțelor minerale utile în România. Lucrări teoretice complementare*, Ed. Did. Și Ped., București
- Mutihac, V.**, 1990, *Structura geologică a teritoriului României*, Ed. Tehnică, București
- Mutihac, V., Ionesi, L.**, 1974, *Geologia României*, Ed. Tehnică, București
- Niculescu, Gh.**, 1957, Urme glaciare și periglaciare la izvoarele văii Buta, *Probleme de geografie*, **V**: 395-397
- Niculescu, Gh.**, 1959, Suprafața de eroziune Borăscu în Munții Godeanu și Țarcu, *Com. Acad. Rom.*, **IX/4**
- Niculescu, Gh.**, 1960, Câteva observații asupra reliefului carstic din Munții Piule-Iorgovanu, *Natura*, 82-86
- Niculescu, Gh.**, 1965, *Munții Godeanu. Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei Române, București
- Niculescu, Gh.**, 1978, La plate-forme d'érosion danienne-paléogène dans les Carpates roumaines, *Rev. Roum. Géogr. Géol. Géophys. – Géogr.*, **22/2**: 207-212
- Niculescu, Gh.**, 1997, Relieful glaciare și crio-nival, *Rev. de geomorfologie*, **1**
- Niculescu, Gh., Nedelcu, E.**, 1961, Contribuții la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a Munților Retezat-Godeanu-Țarcu și Făgăraș-Iezer, *Probl. de Geogr.*, **VIII**
- Onac, B.**, 2004, *Clepsidrele geologiei. Introducere în geocronologia izotopică*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj
- Owen, L.A.**, 2007, Tectonic uplift-continental configurations, 2007, Milankovitch theory and paleoclimate, in *Encyclopedia of Quaternary Science – Glaciation Causes* (Ed. by Elias S.A.), Elsevier, 1011-1017
- Pascu, M., Stelea, V.**, 1968, *Cercetarea apelor subterane*, Ed. Tehnică, București
- Pasotti, J.**, 1994, Research on periglacial phenomena on Southern Carpathians – a relation between air and ground temperature, *Geographica Timisiensis*, **III**: 21-26
- Pavelescu, L.**, 1958, Geologia Carpaților Meridionali, *An. Rom.-Sov.*, seria geol.-geogr., **2-3**: 5-25
- Pavelescu, L.**, 1967, Geneza și evoluția masivelor granitoide din Carpații Meridionali, *Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr. – seria Geologie*, **12/2**: 337-350
- Pavelescu, L., Pavelescu, Maria**, 1962, Geologia și petrografia văii Jiului românesc, între Oslea și Petroșani, *An. Comit. Geol.*, **XXXIII**: 45-85
- Ponta, G., Strusiewicz, R., Simion, G., Gașpar, E.**, 1984, Subterranean stream piracy in the Jiul de Vest – Cernișoara karst area – Romania, *Theoretical and Applied Karstology*, **1**: 235-238
- Pop, E.**, 1971, Primele determinări de radiocarbon în turba noastră cuaternară, în vol. *Progrese în palinologia românească*; Ed. Academiei, București
- Pop, E.**, 1993, *Monografia geologică a Bazinului Petroșani*, Ed. Academiei, București
- Pop, Gr.**, 1964, Contributions à la connaissance du Paléozoïque et du Mésozoïque dans les parties E et NE du Massif Godeanu (Carpates Méridionales), *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr. – serie Géologie*, **8/1-2**: 73-82
- Pop, Gr.**, 1973, *Depozitele mezozoice din Munții Vâlcan*, Ed. Academiei, București
- Posea, Gr.**, 2002, *Geomorfologia României. Relief – tipuri, geneză, evoluție, regionare*, Ed. Fundației de Măine, București
- Posea, G., Popescu, N., Ielenicz, M.**, 1974, *Relieful României*, Ed. Științifică, București
- Povară, I.**, 1998, Probleme de terminologie carstică, *Analele Universității „Spiru Haret”*, *Seria Geografie*, **1**: 121-128
- Ritter, D.F., Kochel, R.C., Miller, J.R.**, 2002, *Process geomorphology – Fourth Ed.*, McGraw Hill, Boston

- Rusu, C.**, 2002, *Masivul Rarău. Studiu de geografie fizică*, Ed. Academiei, București
- Sanders, C.**, 1998, *Erosion and tectonics competitive forces in a compressive orogen. A fission track study of the Romanian Carpathians*, PhD Thesis, Vrije Universiteit, Leiden, 204 p.
- Săndulescu, M.**, 1984, *Geotectonica României*, Ed. Tehnică, București
- Sencu, V.**, 1989, Eroziunea chimică în carstul din Munții Vâlcan și Munții Mehedinți (Carpații Meridionali), *St. și cercet. Geol. Geofiz. Geografie – seria Geografie*, XXXVI: 39-43
- Sencu, V.**, 1990, Variația denudării carstice în bazinul Carașului (Munții Aninei), *St. și cercet. de geografie*, XXXVII: 61-66
- Surdeanu, V.**, 1998, *Geografia terenurilor degradate. I. Alunecări de teren*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
- Surdeanu, V., Stoffel, M., Pop, O.**, 2010, *Dendrogeomorphologie et dendroclimatologie – methodes de reconstruction des milieux geomorphologiques et climatiques des regions montagneuses*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
- Teodorescu, M.-A., Mitrofan, H.**, 1999, An alpine karst occurrence: Găuri Cirque (Parâng Mountains, Romania), *Theoretical and Applied Karstology*, 11-12: 169-176
- Tulucan, A.D., Tulucan, T.N., Beke, L.**, 1999, Alpine karst in Romania, *Acta Carsologica*, 28/1, 10: 139-147
- Török-Oance, M.**, 2005, *Munții Mehedințiului. Studiu geomorfologic*, Teză de doctorat, Academia Română, Institutul de Geografie (manuscris), 304 p.
- Urdea, P.**, 1985, Câteva aspecte ale reliefului periglaciuar din Munții Retezat, *An. Univ. „Al. Cuza” Iași*, seria II, b, geol.-geogr., 73-76
- Urdea, P.**, 1987, Aspecte ale evoluției paleogeografice a părții vestice a Carpaților Meridionali, *Lucr. semin. geogr. „D. Cantemir” Iași*, 8: 1-8
- Urdea, P.**, 1993, Considerații asupra manifestării glaciației cuaternare în Munții Retezat, *Studii și cercetări de geografie*, XL: 65-72
- Urdea, P.**, 2000, *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei, București
- Urdea, P., Vuia, F., Ardelean, M., Voiculescu, M., Török-Oance, M.**, 2003, Considerații preliminare asupra elevației periglaciare în etajul alpin al Carpaților Meridionali, *Revista de Geomorfologie*, 4-5: 5-13
- Urdea, P., Reuther, A.**, 2008, Some new data concerning the Quaternary glaciation in the Romanian Carpathians, *Geographica Pannonica*, 13/2: 41-52
- Zhou, W., Beck, B.F., Stephenson, J.B.**, 2000, Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes, *Environmental Geology*, 39 (7): 760-766
- Zhou, W., Beck, B.F., Adams, A.L.**, 2002, Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography, *Environmental Geology*, 42: 922-928
- * * *, 1974-1979, *Atlas. R.S. România*, Institutul de Geografie, Ed. Academiei
- * * *, 1983, *Geografia României, vol. I – Geografia fizică*, Ed. Academiei, București
- http://www.speo-csm.ro/?Carst_Hunedorean:Muntii_Retezat, accesat la 30.08.2010

Planșa 1 - Harta geomorfologică





Planșa 2 – Direcția de drenaj subteran a apelor din bazinul Jiului de Vest în bazinul Cernei (prelucrare după Ponta et al., 1984)