

ASOCIAȚIA GEOMORFOLOGILOR DIN ROMÂNIA

REVISTA
DE
GEOMORFOLOGIE
4-5



EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI
2002-2003

C U P R I N S

Articole

Petre URDEA, Florin VUIA, Mircea ARDELEAN, Mircea VOICULESCU, Marcel TÖROK-OANCE, *Considerații preliminare asupra elevației periglaciare în etajul alpin al carpaților Meridionali*
Preliminary considerations on frost heaving in the alpine domain of the Southern Carpathians / 5

Mircea VOICULESCU, *Realizarea hărții de risc geomorfologic în Masivul Făgăraș folosind tehnica S.I.G.*

The G.I.S. mapping of the geomorphologic risk in the Făgăraș Massif. Case study: Sâmbăta Superior Sector / 15

Florin VUIA, *Utilizarea hărților digitale în studiul unor circuri glaciare din Munții Parâng*
Using digital maps in the study of some glacial cirques of Parâng Mountains / 25

Emil VESPREMEANU, *Relieful de planșie din Munții Măcin (Dobrogea de Nord)* / 35

Smaranda SIMONI, *Complexul glaciar Valea Rea (Munții Făgăraș)*
The Glacial Complex Valea Rea (Făgăraș Mountains) / 61

Florina GRECU, Silvia NIȚĂ, Laura COMĂNESCU, *Semnificația geomorfologică a poziției geografice a orașului și impactul asupra mediului. Studiu de caz: Copșa Mică*
Geomorphological Meaning of City Location and its Impact on the Environment. Case Study: Copșa Mică / 71

Maria SANDU, *Podișul Secașelor. Regionalizarea geomorfologică*
The Secaș Plateau. Geomorphic regionalisation / 79

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE, *Morfologia albiei râului Bârlad și variabilitatea depozitelor actuale*
Morphology of the Bârlad river channel and its channel deposits variability / 85

Costică BRÂNDUȘ, Ionuț CRISTEA, Gabriela ALUPOAIE-OPREA, *Asupra unor fenomene carstice pe gipsuri în nordul Câmpiei Moldovei, regiunea Darabani - Rădăuți-Prut*
On some Karst Phenomena on Gypsum in the north of Moldova Plain - the Region Darabani- Radauți Prut / 99

Dana GOȚIU, Virgil SURDEANU, *Procese geomorfologice contemporane în Depresiunea Hațegului*
Contemporary Geomorphic Processes in Hațeg Depression / 103

Maria HOSU, *Morfologia Depresiunii Letca*
The morphology of Letca Depression / 109

Bogdan MIHAI, Ionuț ȘANDRIC, *Raportul fragmentarea reliefului-rețeaua căilor de comunicație în spațiul montan. Studiu de caz în Munții Timișului (Carpații Curburii)*
Relief fragmentation-communication network relationship in mountain area. A case study in Timis Mts. (Curvature Carpathians) / 113

Marian ENE, *Relieful structural în sectorul montan și subcarpatic al bazinului Râmnicu Sărat*
Le relief structurel dans le secteur montan et subkarpatique du bassin Râmnicu Sărat /121

Marioara COJOCARIU, Ioana CONTOR, *Degradările de teren din bazinul Secașului Mare. Studii de caz*
The land degradations in the basin of the Secașul Mare river. Case studies / 133

Nicolae CRUCERU, *Aspecte geomorfologice preliminare în bazinul Sărățel*
Geomorphological aspects in Sărățel basin / 143

Sandu BOENGIU, *Caracteristici morfometrice ale versanților din Piemontul Bălăciței*
Morfometrical traits of the slopes within the Balacita Piedmont / 151

Alfred VESPREMEANU-STROE, Luminița PREOTEASA, *The morphodynamics of coastal dunes from Sărăturile beach ridge plain during 1995–2001* / 159

Daniela STRAT, *Relieful litoralului lagunar din Razelm-Sinoe*
The Lagoon Littoral Relief of Razelm-Sinoe / 167

Ioana MAN, *Stări geomorfologice induse de activitățile extractive din arealul depresionar Iara-Vlaha-Săvădisla*
Critical geomorphological conditions induced by exploitation activities within Iara-Vlaha-Săvădisla depression / 187

Vasile LOGHIN, *Cartografierea reliefului cu ajutorul radarului spațial*
Cartographie du relief à l'aide du radar spatial / 193

M i s c e l l a n e a

Carpatho-Balkans Conference on Geomorphology, Bratislava, Slovakia, september 2003 (*Bogdan Mihai*) / 197

Al VII-lea Simpozion Româno-Italian de Geomorfologie/ The seventh Romanian-Italian Workshop in Geomorphology, Suceava, 26 mai–1 iunie 2002 (*Laura Comănescu*) / 198

Al VIII-lea workshop italiano-român de geomorfologie (cu participarea delegațiilor franceză și belgiană) VIII Italian - Romanian Workshop on geomorphology (with the participation of French and Belgian delegations) *Geomorphological sensitivity and system response*, Camerino - Modena Apennines (Italy), 4–9 iulie, 2003 (*Florina Grecu*) / 199

Al XIX-lea Simpozion Național de Geomorfologie, Călimănești, 11–14 octombrie 2001 (*Laura Comănescu*) / 201

Al XX-lea Simpozion Național de Geomorfologie, Băile Govora, 11–12 aprilie 2003 (*Maria Sandu*) / 202

Considerații preliminare asupra elevației periglaciare în etajul alpin al Carpaților Meridionali

Petru URDEA, Florin VUIA, Mircea ARDELEAN,
Mircea VOICULESCU, Marcel TÖROK-OANCE

Cuvinte-cheie: elevație periglaciară, domeniu alpin, Carpații Meridionali.

Preliminary considerations on frost heaving in the alpine domain of the Southern Carpathians. This paper presents the preliminary results of the monitoring program of the frost heaving associated with the research grant „Recent geomorphological processes in the alpine domain of the Southern Carpathians in the perspective of the global climatic changes” engaged by the geomorphology study group of the West University of Timișoara, started in the year 2000. The main objective of our work, is to offer a realistic image on this periglacial process in the alpine domain of the Southern Carpathians. With a value of 47 mm/year for hummock area and 20,55 mm/year for the flat area, our results are compatible with the values from other areas of investigation point out in the geomorphological literature. The differentiated values of two areas are correlated with the freezing depth, the snow layer and with the bottom temperature of snow layer.

1. Introducere

În domeniul morfogenetic periglaciare printre procesele morfogenetice caracteristice se numără și elevația periglaciară, implicată în geneza unor mezo- și microforme periglaciare. Deoarece în Carpații Meridionali domeniul alpin are o extensiune importantă, iar izoterma de 3 °C — considerată limită inferioară a domeniului periglaciare (French, 1996) —, este situată la $\pm 1\ 700$ m altitudine, considerăm firească abordarea acestei problematice. Nu trebuie să ometem a menționa faptul că literatura geografică românească este extrem de săracă în date rezultate din monitorizarea unor procese specifice domeniului alpin.

Definiții și termeni sinonimi. Cum în literatura noastră de specialitate abordarea acestui proces este deficitară, considerăm că prezentarea câtorva definiții existente asupra elevației periglaciare ca și termenii sinonimi din alte limbi, este benefică celor ce doresc să aprofundeze acest fenomen.

- Taber (1929) — ridicare determinată de înghețul solurilor saturate în apă.

- Bryan (1946) — expansiunea ascendentă a suprafeței terenului legată de expansiunea stratului înghețat.

- Whittow (1984) — bombare sau ridicare verticală a suprafeței solului înăuntrul ridicăturilor de teren (movile, mameloane) datorate presiunii cauzate de înghețul apei freatice (din sol) în condiții periglaciare.

- ACGR (1988) — mișcare ascendentă și exterioară a suprafeței terenului (sau a obiectelor de pe, sau din sol) cauzate de formarea gheții în sol.

- Williams, Smith (1989) — înălțarea suprafeței solului (terenului) ca rezultat al acumulării gheții (gheață de segregatie).

- Goudie (1994) — mișcare predominant verticală a solului mineral în timpul înghețului, cauzată de migrarea apei spre planul de îngheț și expansiunii sale subsecvente.

- Băcăuanu et al. (1974) — proces geomorfologic caracteristic regiunilor reci cu îngheț peren, care constă în împingerea de jos în sus a blocurilor de rocă împlântate în solurile supraumede, datorită presiunilor cauzate de îngheț, orientându-le cu axa mare pe verticală.

- Posea (1986) — proces de ridicare a pietrelor împlântate în solurile umede din regiunile periglaciare, prin împingerea de jos în sus din cauza înghețului.

• Ielenicz et al. (1999) — deplasarea elementelor grosiere în molisol pe verticală, elementele fiind scoase la suprafață.

Elevația periglaciara — frost heave (eng.) — soulèvement dû au gel (fr.) — Frosthebung (ge.) — criosollevamento (it.) — frostheaving (no.) — criogennoe (moroznoe) puchenie (ru.) — levantamiento por congelamiento (sp.).

După cum se constată din parcurgerea definițiilor de mai sus, autorii surprind atât modul de manifestare cât și cauza ce stă la baza producerii acestui fenomen, chiar terminologia fiind edificatoare în acest sens.

Repere istorice. Termenul de *frost heaving*, adică elevație periglaciara, a fost introdus în literatura de specialitate de către Stephen Taber în 1929, el fiind cel care pe baza a numeroase experimente de laborator întreprinse în perioada 1914-1918 și 1927-1929 a urmărit modul de formare a cristalelor de gheață de segregare în soluri (Taber, 1929, 1930). Autorul a sesizat, în mod just, că factorii principali care controlează procesul de segregare și de elevație sunt granulometria și textura solurilor, conținutul de apă, dimensiunea și procentul golurilor, rata înghețului, precizând totodată că desfășurarea unor cicluri îngheț-dezgeț favorizează elevația periglaciara. De asemenea a constatat că segregarea gheții este favorizată de materialele ce au o granulație de aproximativ 0,01 mm, cristalele de gheață dezvoltându-se în direcția de unde vine înghețul, normală la suprafață. De fapt, autorul american menționează că prima abordare științifică a „creșterii în volum determinată de cristalele de gheață” a fost realizată de către fizicianul german G.H. Otto Volger în 1854.

În țara noastră, deși analiza reliefului periglaciara este prezentă în numeroase lucrări, iar la geneza unor microforme periglaciare, ca de pildă pietrele glisante, este invocată „gheața din sol ce produce o ridicare și o desțelenire repetată” (Niculescu, 1965, p. 275), cu o singură excepție, nu se utilizează termenul de elevație periglaciara, sau echivalenții acestuia, decât începând cu anii '70. Atunci când, în vastul său tratat ajunge la „Trăsături ale morfologiei periglaciare”, V. Tufescu (1966) afirmă că „La îngheț se exercită presiuni deose-

bit de mari care produc bombări superficiale ca niște miniaturi de domuri (pingo); se produc de asemenea o ridicare lentă a pietrelor în crăpături (*frost-heaving*), precum și mișcări interne de particule.” (p. 507). Chiar și în primele tratate de geomorfologie nu se utilizează termenul de elevație periglaciara. De pildă, la formarea hidrolacoliților, P. Coteț, (1969, p. 307) menționează ca proces implicat în morfogeneza „ridicarea provocată prin înghețarea apei așezate sub turbă”. Situația nu este diferită în cele două tratate de geomorfologie elaborate de colectivul profesorului Posea (1970, 1976), în ambele, la capitolul „Relieful periglaciara” atunci când este abordată problema agenților și proceselor specifice se afirmă că datorită apariției gheții în sol „Prin tensiunile pe care le dezvoltă, acestea (formele de prezență a gheții în sol, n.n.), creează un complex de microcute, bombări la suprafața solului, iar după topire crăpături, microdepresiuni etc.” (Posea et. al., 1970, p. 482; Posea et al., 1976, p.416). După cunoștințele noastre, „implementarea” termenului de elevație periglaciara în literatura de specialitate din țara noastră, ca de altfel și a altor termeni geomorfologici, cu echivalenții lor în alte limbi, este legată de momentul marcat de apariția primului dicționar geomorfologic, în anul 1974, avându-i ca autori pe V. Băcăuanu, I. Donisă și I. Hârjoabă. Considerăm că prima abordare importantă este datorată lui I. Sârcu ce în 1976 descrie „*frost heaving stones*” în Munții Godeanu, pentru ca mai apoi (1978) să asocieze fenomenul de elevație periglaciara cu prezența pietrelor cumpănite (pietre bete) în Munții Rodnei. De asemenea, Bacăințan (1999) asociază prezența gelifractelor dispuse vertical în cadrul grohotișurilor cu fenomenul de elevație periglaciara (p. 89). Primele date experimentale, corelate cu date observaționale, sunt datorate lui Urdea (1989, 1997, 2000), ocazie cu care este precizată implicarea acestui proces în geneza și evoluția pietrelor cumpănite, a pavajului periglaciara, a blocurilor reptante și a mușuroaielor periglaciare.

Tipuri, mecanisme implicate, efecte și rezultante morfologice. O abordare tehnică și experimentală a fenomenului evidențiază fap-

tul că este necesar să se facă o distincție între **elevația periglaciara primară**, cea asociată cu linia de îngheț și dependentă de capilaritatea solului și **elevația periglaciara secundară**, specifică interiorului solului înghețat aflat la temperaturi diferite și în care pot exista și pelicule fine neînghețate, cu redistribuirea apei din interiorul solului înghețat și asociată condițiilor instabile în zona criogenică adiacentă liniei de îngheț („the frozen fringe”) (Miller, 1972, citat de Williams, Smith, 1989). În manifestarea elevației periglaciare sunt implicate mai multe mecanisme precum împingerea prin îngheț (*frost-push*), extragerea prin îngheț (*frost-pull*) (Chambers, 1967, citat de French, 1996), precum și creep-ul. Se cunoaște faptul că apariția gheții de segregare sub formă de lentile, pelicule și straturi de gheață, dispuse de regulă paralel la suprafața topografică, este legată de manifestarea fenomenului de crioosmoză și criosucțiune, ceea ce determină o redistribuire a umidității din sol, conducând la o sporire a cantității de apă în solul înghețat. Apariția și acumularea gheții de segregare se face responsabilă de apariția unei presiuni de elevație — valorile pot să ajungă rapid la 100–300 kPa (Williams, Smith, 1989) —, rata elevației depinzând, într-o manieră complexă, de condițiile termodinamice, impuse de valorile și variația temperaturii și de presiunea apei și gheții. Aceste condiții termodinamice asociate gheții de segregare se reflectă și în manifestarea creep-ului, rata acestuia fiind într-o relație directă cu rata acrecției gheții, condiționată de proprietățile fizice ale substratului, compoziția mineralogică, diametrul porilor, conținutul de apă liberă și temperatura segregăției de îngheț (Akagawa, Fukuda, 1991).

Experimentele efectuate de către Van Vliet-Lanoë în Arhipelagul Svalbard (1991) au scos în evidență faptul că elevația periglaciara diferențială se produce pe fondul unui gradient negativ al susceptibilității la îngheț, adică straturile superficiale sunt mai puțin sensibile la îngheț decât cele subiacente.

Efectele directe ale elevației periglaciare sunt ridicarea substratului, expulzarea prin îngheț (*frost jacking*) și sortarea periglaciara,

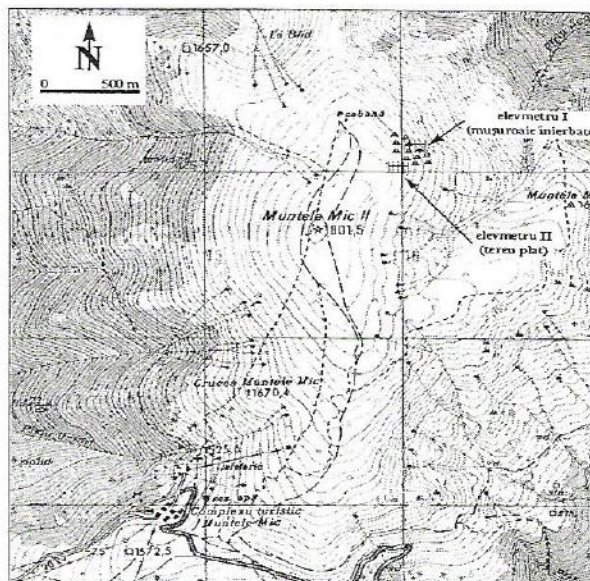


Fig. 1. Localizarea perimetrelor de monitorizare.

rezultantele morfologice materializându-se în apariția unor mezo- și microforme de relief caracteristice, incluse în larga categorie a solurilor reticulate, amintind aici cercurile, poligoanele, terasetele, panglicile, mușuroaiele periglaciare și abcese sau cercurile de noroi (Washburn, 1979).

2. Aria de studiu și metode de lucru

Arealul de studiu Muntele Mic este situat în partea superioară a masivului cu același nume. Toate instrumentele sunt situate la altitudini de 1 750–1 760 m, pe fața nord-estică.

Arealul de amplasare a instrumentelor (fig. 1) este la contactul suprafeței de nivelare ce afectează partea superioară a masivului și versantul nord-estic. În această zonă se dezvoltă o serie de nișe nivale. Granitele și șisturile cristaline sunt puternic alterate, ceea ce a dat naștere unei scoarțe de alterare cu grosimi ce pe alocuri pot atinge câțiva metri. Pentru a avea termeni de comparație în ceea ce privește desfășurarea proceselor periglaciare, au fost alese două locații diferite: un instrument este situat pe teren plat, celălalt fiind situat peste un mușuroi periglaciara, situate la altitudini apropiate. Terenul este acoperit de vegetație subalpină, reprezentată prin rogoz (*Carex curvula*), în asociație cu tufe de subarbuști de afin (*Vaccinium myrtillus*), merișor (*Vaccinium vitis-idaea*). Pe mușuroiul periglaciara sunt prezente speciile

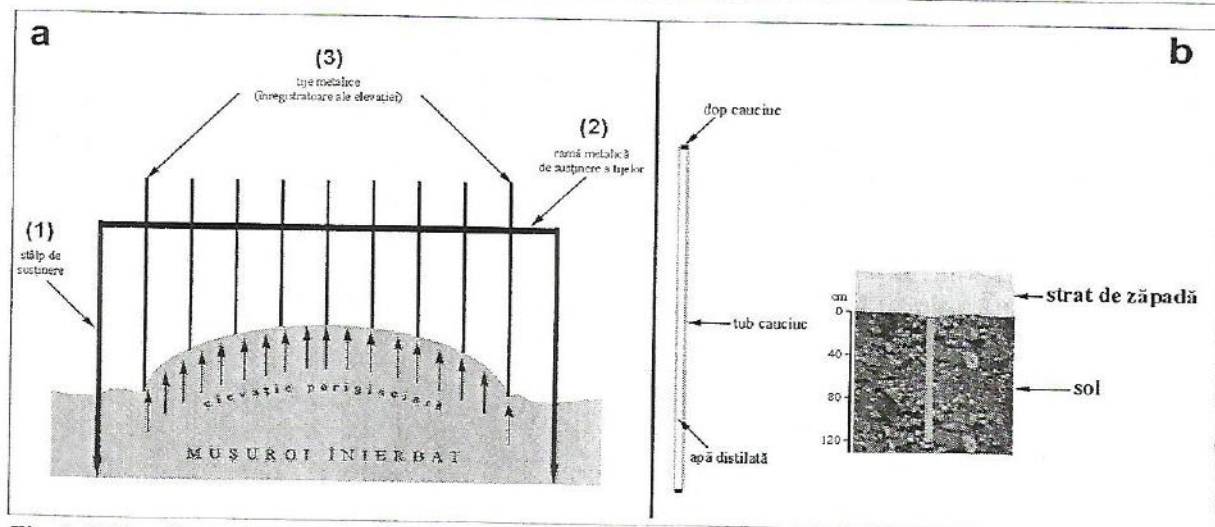


Fig. 2. Schița elevmetrului BAC (a) și a criometrului DANILIN (b).

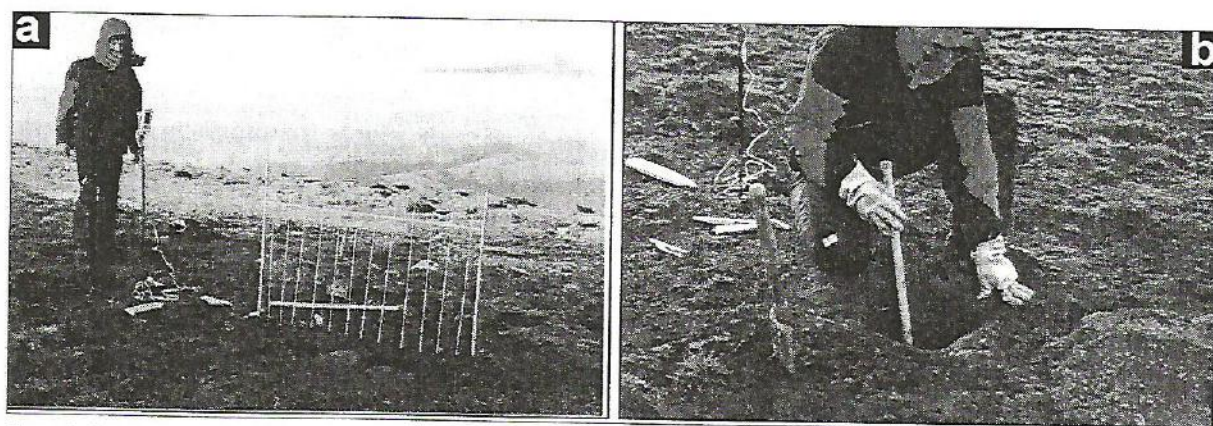


Foto 1. Montarea în teren a elevmetrului BAC (a) și a criometrului DANILIN (b).

amintite anterior, pe arealul plat, vegetația lipsind sau este prezentă fragmentar.

Pentru studiul elevației periglaciare în perimetrul Muntele Mic s-au folosit două aparate de producție proprie: elevmetru BAC și criometrul DANILIN.

Elevmetrul BAC, folosit pentru determinarea elevației periglaciare în anotimpul de iarnă, a fost instalat în două locuri cu micromorfologie diferită: mușuroi periglaciari și teren plan. Părțile componente ale aparatului sunt (fig. 2a, foto 1a): stâlpii metalici de susținere (1), rama metalică de susținere a tijelor înregistratoare (2) și tijele înregistratoare (3). La montarea în sol se înregistrează lungimea fiecărei tije deasupra ramei metalice, ca punct de reper în determinarea elevației periglaciare ulterioare. În perioada de prelevare a datelor s-a determinat din nou lungimea tijelor deasupra ramei metalice, diferența în milimetri din-

tre valorile culese și cele inițiale reprezentând elevația periglaciara pentru acea perioadă. Montarea aparatelor s-a făcut în fiecare an în intervalul noiembrie – decembrie, iar elevația a fost determinată în două momente distincte: lunile februarie și mai.

Valorile obținute pentru elevația periglaciara sunt corelate cu adâncimea înghețului în solul din vecinătatea elevmetrelor. Pentru determinarea acestui parametru sunt folosite criometrele DANILIN (fig. 2b, foto 1b). Acestea sunt alcătuite dintr-un tub de cauciuc moale, închis etanș la ambele capete cu niște dopuri de cauciuc. La montare ele sunt umplute cu apă distilată. Tubul de cauciuc este introdus apoi în tubul de PVC cu o lungime de cca 120 cm, care este introdus în sol. La prelevarea datelor se scoate tubul de cauciuc din interiorul celui de PVC și se determină în centimetri adâncimea până la care a înghețat

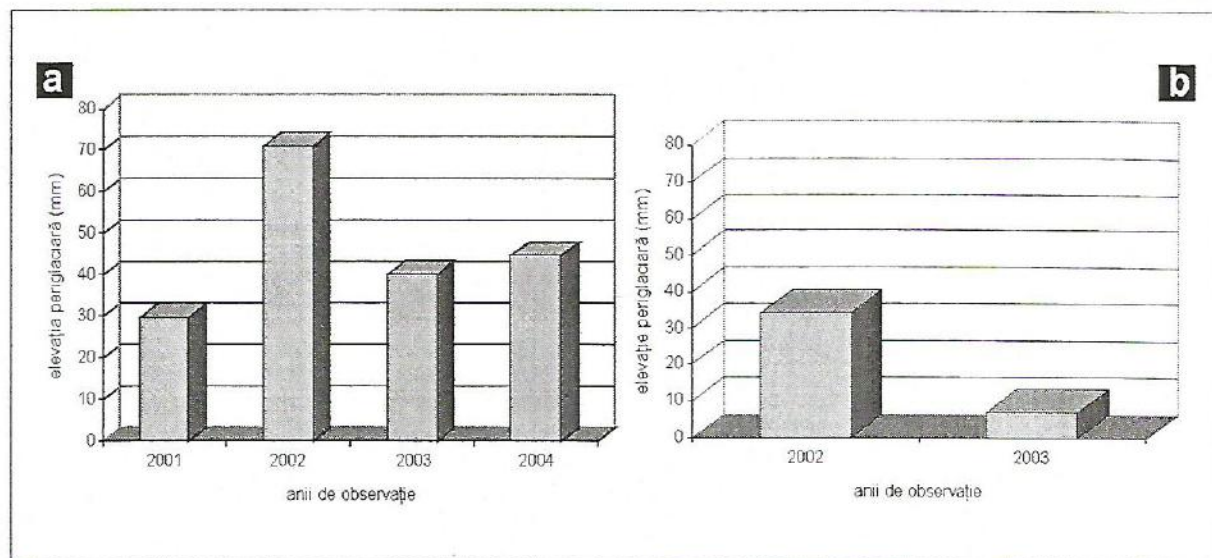


Fig. 3. Evoluția elevației periglaciare în perioada 2000–2003 în cazul mușuroaielor periglaciare (a) și pe teren plat (b).

apa, aceasta fiind asociată cu adâncimea înghețului în sol în momentul respectiv.

Nu omitem a menționa faptul că observațiile de teren efectuate asupra evoluției unor terasete de solifluxiune de pe Muntele Laita (Munții Făgăraș), asupra blocurilor reptante de pe Muntele Mic și din Parângul Mic, ca și a micropoligoanelor de sortare periglaciara din circul Valea Rea (Munții Retezat), au avut drept scop și urmărirea relațiilor dintre elevația periglaciara și manifestarea fenomenului de piprake, confirmându-se faptul că acest fenomen este o fațetă a manifestării elevației periglaciare, cu efecte în morfogeneza și, desigur, în morfodinamica actuală a etajului alpin.

3. Rezultate

Așa după cum am prezentat mai sus, am urmărit elevația periglaciara pentru două areale cu o morfologie de detaliu diferită, unul cu suprafața plată, iar celălalt este un mușuroi periglaciara, cele două morfologii exprimând și diferențe în privința texturii și structurii solului, a capacității de retenție a apei și de repartiție în spațiu a umidității.

Din analiza datelor pentru intervalul 2000–2003 se constată că în ambele perimetre valorile maxime ale elevației se înregistrează în prima parte a iernii (noiembrie-februarie), pentru ca apoi, pe măsură ce se instalează dezghețul, să apară o mișcare negativă a suprafe-

ței, chiar cu o coborâre a suprafeței sub nivelul anterior, având deci de a face cu „un colaps de dezgheț”, sau *colaps periglaciara*.

Astfel, în cazul mușuroaielor periglaciare, în intervalul 26.11.2000–11.02.2001 am avut o valoare medie de 29,83 mm, — cu un maxim de 38 mm spre centrul mușuroiului (tije 3 și 4) — 71,5 mm în intervalul 9.12.2001–2.02.2002, cu un maxim de 160 mm (tija 2) și un minim de 43 mm (tija 9), pentru ca în intervalul 1.11.2002–8.02.2003 valoarea medie să fie de 40,22 mm, cu un maxim de 51 mm (tija 1) și un minim de 36 mm (tija 4). În cazul terenului plat am avut o valoare medie de 34,12 mm — cu un maxim de 43 mm (tija 2) și un minim de 19 mm (tija 12) —, pentru ca în intervalul 1.11.2002–8.02.2003 valoarea medie să fie de 7 mm, cu un maxim de 14 mm (tija 4) și un minim de 2 mm (tija 2).

Pentru cea de-a II-a parte a intervalului de monitorizare valorile sunt, de asemenea, la fel de diferențiate. Astfel, în cazul mușuroaielor periglaciare, în intervalul 11.02.2001–13.05.2001 valoarea medie a fost de –19,61 mm, deci a avut loc o coborâre și nu o elevație — cu un maxim al coborârii de 25,5 mm (tija 7) și un minim de 11,5 mm (tija 5) —, –38,16 mm în intervalul 2.02.2002–9.05.2002, cu variații între –27 mm (tija 4) și –49 mm (tija 9), pentru ca în intervalul 8.02.2003–18.05.2003 valoarea medie a coborârii să fie de 41 mm, cu o variație a sa între 11,5 (tija 5) și 77 mm (tija 7). În cazul terenului

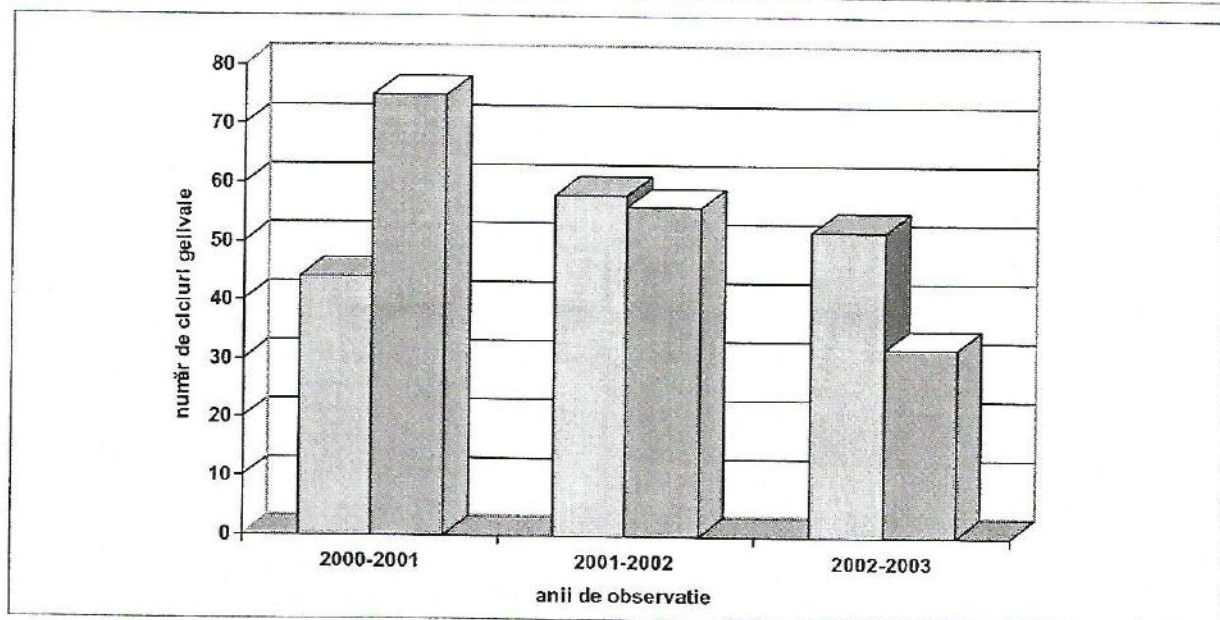


Fig. 4. Numărul de cicluri gelivale în intervalul de monitorizare (2000–2003).

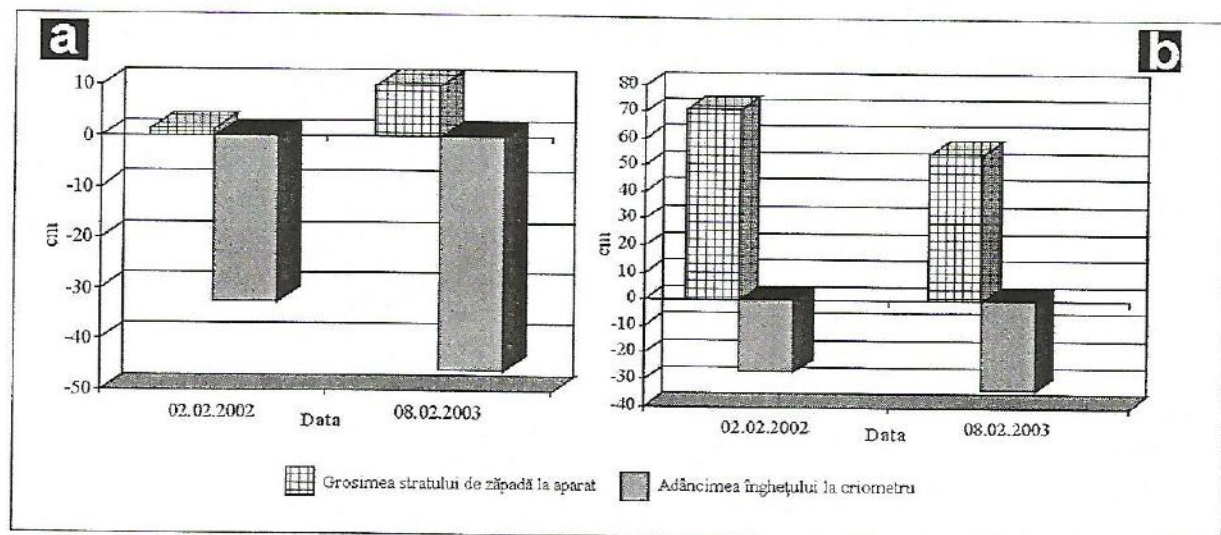


Fig. 5. Grosimea stratului de zăpadă și adâncimea înghețului în sol

plat, în intervalul 2.02.2002–9.05.2002 valoarea medie a fost de $-33,25$ mm, cu o valoare a coborârii variind între 10 mm (tija 12) și 47,5 mm (tija 5), și cu o valoare medie de $-28,37$ mm în intervalul 8.02.2003–18.05.2003 și o variație a coborârii cuprinsă între 0,5 mm (tija 7) și 53,5 mm (tija 12).

Dacă se urmărește evoluția valorilor pentru întreaga perioadă de monitorizare, așa după cum am menționat, la ridicarea instrumentelor, de obicei în luna mai, se constată chiar o coborâre a nivelului suprafeței topografice sub nivelul avut la instalarea instrumentelor. Pentru mușuroaiele periglaciare, în intervalul 26.11.2000–13.05.2001 elevația periglaciară

este o realitate, valoarea sa medie fiind de 10,22 mm, cu o variație între 23 mm (tija 5) și -1 mm (tije 7 și 9), deci tendință spre colaps. În următoarea etapă, pentru intervalul 9.12.2001–9.05.2002 se constată că valoarea medie a elevației periglaciare a fost de 32,88 mm, pe aliniamentul de măsurare valorile variind între -6 mm (tija 9, marginală), deci coborâre, și 126,5 mm (tija 2). Pentru ultimul an de monitorizare, între 1.11.2002 și 18.05.2003 valoarea medie indică o coborâre generală, cu o valoare medie de 0,7 mm, suprafața topografică oscilând între elevație, +25 mm (tija 5) și un adevărat colaps, -42 mm (tija 7). Pentru peri-

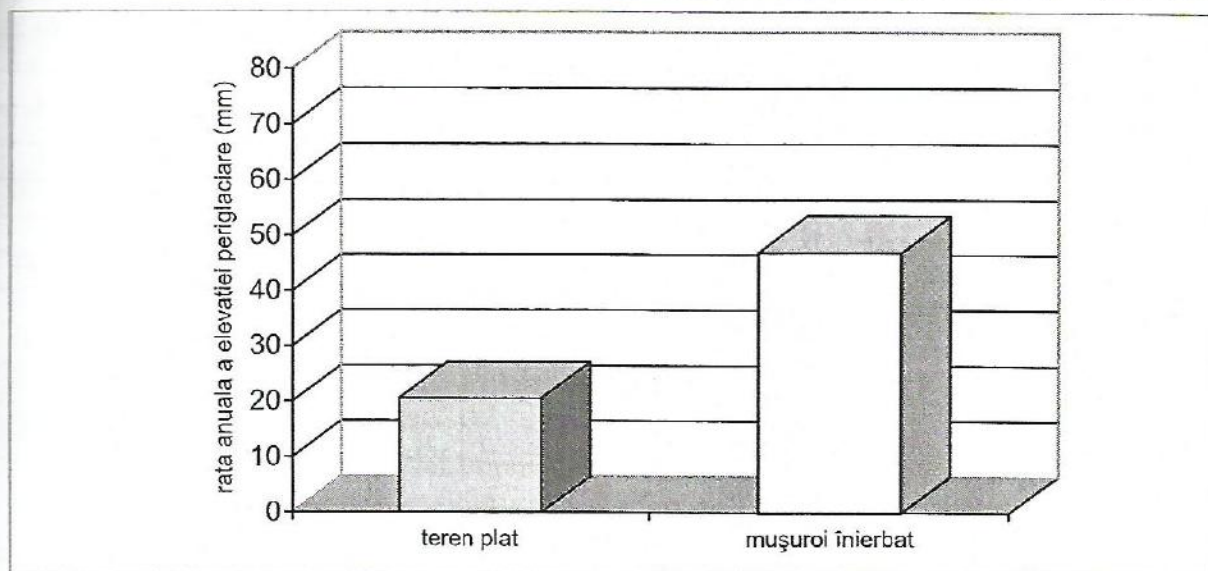


Fig. 6. Rata anuală a elevației periglaciare în perimetrul monitorizat

metrul pe teren plat se constată că evoluția a fost foarte asemănătoare, în sensul că în intervalul 9.12.2001–9.05.2002 elevația periglaciara a fost puțin expresivă, cu o valoare medie generală de 1,04 mm, dar cu variații relevante pentru răspunsul substratului la îngheț-dezgheț, exprimate de ridicarea nivelului suprafeței cu maximum 14,5 mm (tije 6 și 7) sau cu coborârea nivelului acesteia cu maximum 7 mm (tija 4). Pentru ultimul an de monitorizare, între 1.11.2002 și 18.05.2003, valoarea medie indică un colaps general amplu, cu o valoare medie de 21,37 mm, suprafața topografică oscilând între elevație, +9,5 mm (tija 7) și colaps, -46,5 mm (tija 12, marginală).

Pentru a explica valorile diferențiate ale evoluției nivelului suprafeței topografice a celor două suprafețe pe de o parte, și a celor din fiecare aliniament de măsurare, pe de altă parte, în intervalele distincte de monitorizare trebuie să facem apel la câțiva parametrii me-teo-climatici, cum sunt temperaturile maxime și minime și, desigur numărul de cicluri de îngheț-dezgheț produse în fiecare perioadă de monitorizare. Pentru aceasta vom exemplifica cu datele stațiilor meteorologice Cuntu, situată la 1 450 m altitudine, și Țarcu, situată la 2 180 m.

Pentru perioada 26.11.2000–13.05.2001 la stația Țarcu temperatura a variat între 11,4 °C și -20,4 °C, producându-se 75 de cicluri gelivale, pentru ca la stația Cuntu valorile respective să fie cuprinse între 18,2 °C și -16,5 °C, cu 44 ci-

cluri gelivale. În perioada 9.12.2001–9.05.2002 la stația Țarcu temperatura a variat între 12,9 °C și -22,2 °C, producându-se 56 de cicluri îngheț-dezgheț, pentru ca la stația Cuntu valorile respective să fie cuprinse între 19 °C și -18,3 °C, cu 58 cicluri gelivale. Perioada 1.11.2002–18.05.2003 s-a remarcat prin valori termice cuprinse între 15,5 °C și -21,1 °C și 32 cicluri gelivale la stația Țarcu și respectiv, între 22 °C și -16,7 °C și 52 cicluri îngheț-dezgheț la stația Cuntu (fig. 4).

Din analiza cuplului cauză (condiții me-teo-climatic) – efecte geomorfologice (elevație periglaciara) se explică ușor faptul că, pentru ambele perimetre, manifestarea coborârii și a colapsului la sfârșitul ultimei perioade de monitorizare (1.11.2002–18.05.2003) este datorată temperaturilor mai ridicate și unui număr mai mic de cicluri îngheț-dezgheț.

Deoarece elevația periglaciara se află în directă corelație cu intensitatea înghețului, pentru fiecare perimetru am urmărit și adâncimea de pătrundere a înghețului, aceasta fiind corelată cu grosimea stratului de zăpadă, fiind recunoscut rolul de izolator termic al acesteia. Comparând cele două perimetre (datele sunt pentru 8.02.2003) se constată că în cazul mușuroiului periglaciara, cu un strat de zăpadă mai subțire, datorită spulberării acesteia de pe suprafața rotundă a acestuia, solul îngheață până la adâncimea de 46 cm la o grosime a zăpezii de 10 cm, în timp ce pe terenul plat la

REGIUNEA	RATA ANUALĂ A ELEVĂȚIEI (cm)
Mesters Vig - Groenlanda, 72° N	0,0-1,0
Signy Island, South Orkney Islands, 61° S	4,0
Colorado Front Range - USA, 39° N	25,0-29,5
Cape Thompson - Alaska, 70° N	32,5
Inuvik - Delta Meckenzie, 69° N	10,3-14,0
Sor-Rondane Mountains - Antarctica, 72° S	0,02-0,18 elevație diurnă
Alberta Rockies - Canada, 50° N	2,0-4,5
Qinghai-Xizang - Podișul Tibet	4,3-7,7
Munții Retezat - România, 45°19' N	0,6
Muntele Mic - România, 45°19' N	
mușuroi înierbat	4,7
teren plan	2,055

Tabelul 1. Valori ale elevației periglaciare în diverse perimetre experimentale (din surse diverse)

o grosime a zăpezii de 54,5 cm înghețul a pătruns doar până la 33,5 cm (fig. 5), o evoluție caracteristică având și temperatura la baza stratului de zăpadă.

În perimetrul mușuroaielor periglaciare (a) și pe teren plat (b). În ceea ce privește întregul interval, valoarea medie a elevației periglaciare este mai mare în cazul mușuroiului, 47 mm, față de cea din suprafața plată, 20,55 mm, (fig. 6) diferență explicabilă prin structura caracteristică a mușuroaielor periglaciare (Urdea, 2000).

4. Concluzii

- elevația periglaciară are o valoare diferențiată între perimetrul cu mușuroaie periglaciare și cel de pe teren plat;
- pentru ambele perimetre, în toate perioa-

dele de monitorizare, se constată că elevația periglaciară este o realitate morfodinamică de necontestat pentru intervalul noiembrie-februarie, pentru ca în intervalul februarie-mai să aibă loc o coborâre a nivelului suprafeței topografice, chiar sub nivelul avut la instalarea instrumentelor, putând vorbi deci de un *colaps periglaciăr*;

- există o bună corelație între valorile elevației periglaciare, temperatură, numărul de cicluri gelivale și grosimea stratului de zăpadă;
- de asemenea există o interdependență între valorile elevației și caracteristicile mineralogice și fizico-mecanice ale substratului (reliefate de valorile diferențiate din cele două perimetre);
- valorile specifice găsite sunt compatibile cu cele specifice altor sit-uri periglaciare (Tabelul 1).

BIBLIOGRAFIE

- ACGR (Associate Committee on Geotechnical Research) (1988), *Glossary of permafrost and related ground ice terms*, Permafrost Subcommittee, National Research Council of Canada, Technical Memorandum 142, 156 p.
- AKAGWA, S., FUKUDA, M. (1991), Frost heave mechanism in welded tuff, *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 2, 301-309.
- BĂCĂINȚAN, N. (1999), *Munții Baraolt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București, 160 p.
- BĂCĂUANU, V., DONISĂ, I., HÂRJOABĂ, I. (1974), *Dicționar geomorfologic*, Editura Științifică, București, 291 p.
- BRYAN, K. (1946), Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature, *Am. Journal of Science*, 244, 9, 621-642.

- COTET, P. (1969), *Geomorfologie cu elemente de geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București, 374 p.
- FRENCH, H. M. (1996), *The periglacial environment*, (2nd edition), Longman, Harlow, 341 p.
- GOUDIE, A. (edit.) (1994), *The encyclopedic dictionary of physical geography*, Second edition, Blackwell, Oxford, 611 p.
- IULENICZ, M., COMĂNESCU, L., MIHAL, B., NEDELEA, A., OPREA, R., PĂTRU, Ileana (1999), *Dicționar de geografie fizică*, Editura Corint, București, 503 p.
- IPA (1998), *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*, Arctic Institute of North America, The University of Calgary, Canada.
- NICULESCU, Gh. (1965), *Munții Godeanu. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București, 339 p.
- POSEA, G., ILIE, I., GRIGORE, M., POPESCU, N. (1970), *Geomorfologie generală*, Editura Didactică și Pedagogică, București, 591 p.
- POSEA, G., GRIGORE, M., POPESCU, N., IULENICZ, M. (1976), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București, 506 p.
- SÎRCU, I. (1976), Frost heaving stones in the Godeanu Mountains (Roumania), *An. Șt. Univ. „Al.I.Cuza” Iași*, Secț. II, Geol.-Geogr., XXII.
- SÎRCU, I. (1978), *Munții Rodnei. Studiu morfogeografic*, Editura Academiei, București, 112 p.
- TABER, S. (1929), Frost heaving, *Journal of Geology*, 37, 428-461.
- TABER, S. (1930), The mechanics of frost heaving, *Journal of Geology*, 38, 303-317.
- TUFESCU, V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Editura Academiei R. S. R., București, 618 p.
- URDEA, P. (1997), Aspecte ale modelării actuale în zona înaltă a Carpaților Meridionali, *Geis-referate și comunicări de geografie*, S.G.R. -filiala jud. Hunedoara, Deva, IV, 43-48.
- URDEA, P. (1989), *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Univ. „Al. I. Cuza” Iași, Facultatea de Biologie-Geografie-Geologie, rezumatul tezei de doctorat, 27 p.
- URDEA, P. (2000), *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București, 272 p.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1991), Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanisms; a discussion of the origin of cryoturbations, *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, 123-139.
- WASHBURN, A.L. (1979), *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnolds, London, 406 p.
- WILLIAMS, P.J., Smith, M.W. (1989), *The frozen earth. Fundamentals of geocryology*, Cambridge University Press, Cambridge, 306 p.
- WHITTOW, J. (1984), *Dictionary of physical geography*, Penguin Books, London, 591 p.

Realizarea hărții riscului geomorfologic în Masivul Făgăraș folosind tehnica S.I.G. Studiu de caz: sectorul superior Sâmbăta

Mircea VOICULESCU

Cuvinte-cheie: hartă de risc geomorfologic, S.I.G., Sectorul Superior Sâmbăta, Masivul Făgăraș.

The G.I.S. mapping of the geomorphologic risk in the făgăraș massif. Case study: Sâmbăta Superior Sector. The geomorphologic risk represents the degree in which the humans and their activity are threatened. They are determined by certain natural processes like: erosion processes, fluvial erosion, avalanches, mass movements. From another point of view the geomorphologic risk should be regarded also like a way in which the agents manifest in the process of relief shaping.

In the present article we proposed to analyze a characteristic sector of the Făgăraș Massif. It is about Sâmbăta sector, placed in the eastern end of the central glacial sector overlapping the alpine domain and the superior part of the forest domain between 1700–1800 m and 2470 m. Between those limits it occupies a total surface of 12,02 km². The research and analysis method is GIS. Using Idrisi 32, Cartalinx and Adobe Photoshop CS we obtained the digital model of the relief and the thematic maps that were of a great interest for us: the morphometrical map, the map of the escarpments, the vegetation map and finally the correlative analysis risk map. We have identified areas with a very high risk typical to the escarpments, surfaces with a high risk typical to the alpine level, surfaces with an average risk typical to the subalpine level and areas with a reduced risk typical to the superior part of the forest domain.

1. Introducere

Domeniul alpin ocupă în Masivul Făgăraș o suprafață totală de circa 438,5 km², valoare diferențiată pe cei doi versanți: 148,8 km² pe cel nordic și 289,7 km² pe cel sudic (Voiculescu, 2000 b.). Modul în care agenții și procesele de modelare a reliefului acționează în timp și spațiu este determinat pe de-o parte de constituția geologică, de morfologia de ansamblu și de detaliu, de marile altitudini, de condițiile climatice, de structura vegetației și nu în ultimul rând de prezența omului prin activitățile sale specifice. Agenții și procesele geomorfologice nu acționează în mod singular ci în mod asociat, dacă se are în vedere modul lor de manifestare, amploarea unora dintre acestea, intensitatea, ritmul și frecvența lor dar și formele rezultate.

Dacă înțelegem riscul geomorfologic în sens restrâns ca fiind acela care: „*induce modificări ale formelor de relief*” (Grecu, 1977, p. 18) sau ca: „*produsul hazardului geomorfologic înmulțit cu vulnerabilitatea socială și economică a unui teritoriu ...*” (Panizza,

1986, p. 225) sau ca: „*ansamblu de amenințări la resursele umane care vin din instabilitatea caracteristicilor de suprafață ale Pământului*” (Gares et al., 1994, p. 18) sau chiar ca „*produsul simbiozei celor mai activi factori climatici modelatori (înghețul, ninsorile, stratul de zăpadă în semestrul rece al anului, ploile de vară, ploile orografice și cele frontale în sezonul cald)*” (Bogdan, 1999–2000, p. 113), atunci ne dăm seama de importanța economică a muntelui înalt, în special pentru practicile pastorale și turistice, adevărate resurse montane precum și de necesitatea efectuării unor astfel de studii.

În cazul de față ne-am propus o astfel de analiză pentru un sector determinat. Am imaginat ca atare un model de studiu, respectiv partea superioară a Văii Sâmbăta, cuprinzând astfel sectorul său alpin și contactul acestuia cu domeniul forestier în care am luat în calcul principalele componente de mediu: geologia, relieful, climatul și structura vegetală.

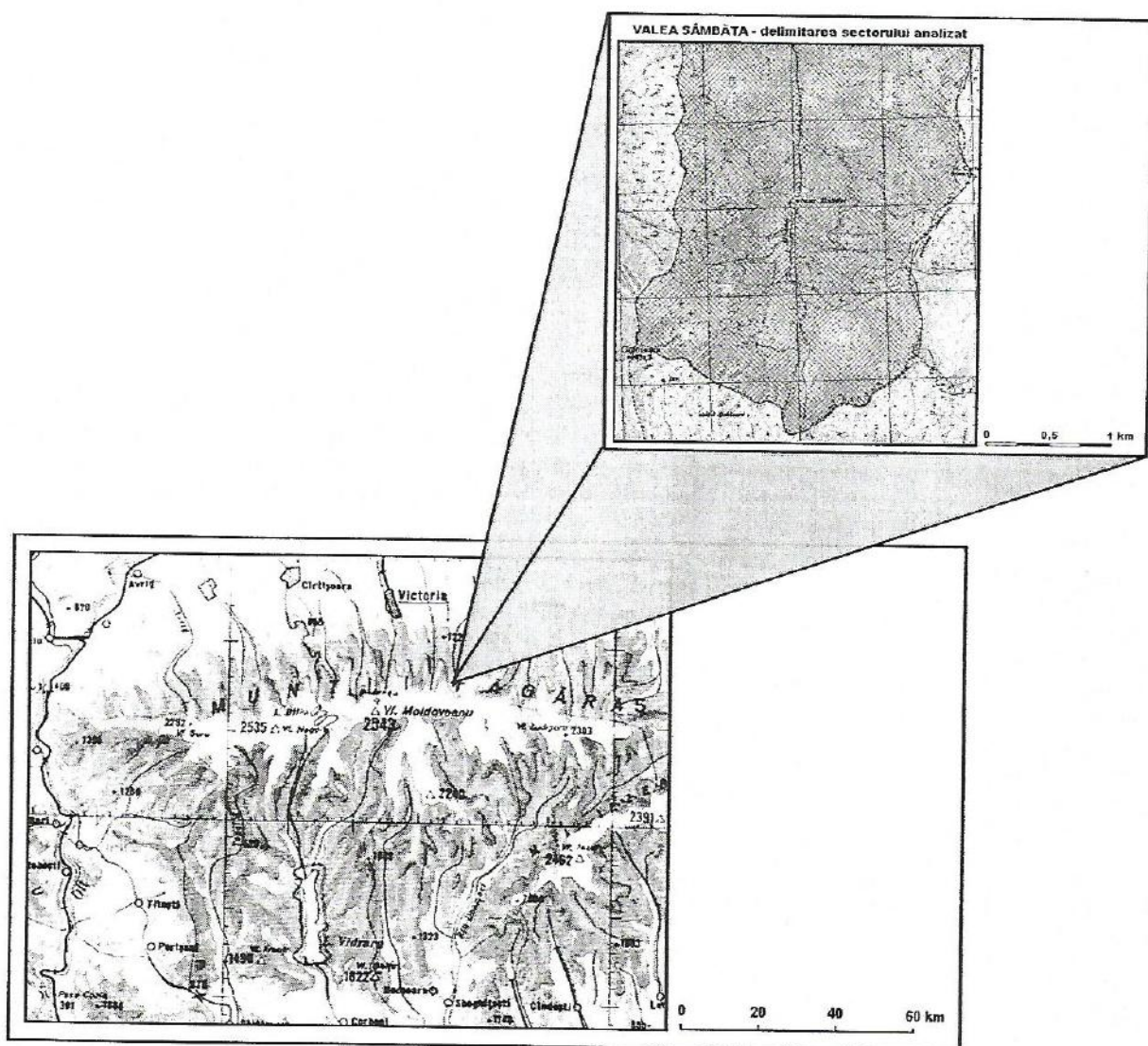


Fig. 1. Poziția geografică a sectorului analizat în cadrul Masivului Făgăraș
The geographic location of the analyzed sector in the Făgăraș Massif

2. Caracterizarea arealului

Arealul supus investigației noastre este situat în extremitatea estică a sectorului glaciatic central al Masivului Făgăraș, pe versantul său nordic. Ocupă o suprafață totală de 12,2 km² și se suprapune peste două mari domenii bioclimatice: peste domeniul alpin pe întreaga sa desfășurare altitudinală și peste partea superioară a domeniului forestier, respectiv a pădurilor boreale (fig. 1.):

Din punct de vedere morfoclimatic se suprapune pe de-o parte peste *subetajul fluviio-demudațional cu dinamică medie a potențialului morfoclimatic* în partea superioară a pădurilor boreale și la limita superioară a pă-

durilor iar pe de altă parte peste *etajul periglaciatic*, cuprins între limita superioară a pădurii și cele mai înalte creste. Aceste etaje morfoclimatice trebuie înțelese ca ansambluri spațiale ce grupează o serie de agenți și procese cu potențial de risc, în cadrul cărora se remarcă fie dominantă fizică ca în cazul etajului alpin, fie dominantă biologică și pedologică ca în cazul părții superioare a domeniului forestier (Voiculescu, 2002 a.). Arealul analizat face trecerea prin sectorul Urlea către sectorul Berivoiu, respectiv de la relieful glaciatic de creste ascuțite de tip „karling”, vârfuri piramidale și ample complexe glaciare la

relieful Platformei Borăscu cu forme de relief glaciare mai puțin dezvoltate, predominante fiind cele glacio-nivale și fluvio-torențiale.

Contactul dintre cele două mari domenii se realizează la circa 1 700–1 800 m (*Amenajamente Silvice*, 1993–1999), adică până acolo unde se întinde limita superioară a pădurii. Cele mai mari înălțimi ale arealului se situează la peste 2 400 m atingând maximul în Vf. Gălășescu (2 470 m). În partea estică, V. Sâmbata este delimitată de Culmea Cătiavei care coboară din Vf. La Cheia Bâdea (2 381,3 m) prelungită cu Muchia Sâmbetei iar în partea vestică de Muchia Drăgușului care coboară din Vf. Gălășescu Mare (2 470 m).

Regiunea prezintă o monotonie dată de șisturile cristaline de epizonă și mezozonă, reprezentate de seria de calcare, dolomite și amfibolite, micașturi și paragneise care străjuiesc circurile dar și valea glaciară Sâmbăta (Harta Geologică, sc. 1: 200 000, *foaia 27 Sibiu*, 1967). În acest context petrografic se dezvoltă un relief caracteristic cu o morfologie extrem de accidentată, reprezentat de cel mai amplu complex glaciare de pe versantul nordic al Masivului Făgăraș cu o largă deschidere, de circa 3 km. Formele glaciare moștenite sunt prezente sub forma a șase circuri glaciare de dimensiuni variabile, dezvoltate imediat sub creasta glaciară (Florea, 1998), cu mari acumulări de grohotișuri dispuse fie sub formă longitudinală, de-a lungul versanților, fie sub formă aglomerată sau sub forma unei benzi continue la baza abrupturilor.

Pentru prezentarea caracteristicilor climatice ale sectorului analizat și în lipsa stațiilor meteorologice reprezentative s-a făcut apel la datele înregistrate și prelucrate de noi ulterior, de stațiile Vf. Omu, reprezentativă pentru cele mai mari altitudini ale domeniului alpin, Bâlea Lac reprezentativă pentru partea mediană a domeniului alpin, Cozia reprezentativă pentru contactul domeniului forestier cu domeniul alpin. De asemenea, s-au avut în vedere și datele înregistrate în mod expediționar de colectivul Țiștea, Neacșa și colab., (1974) în sectorul Bâlea-Capra, reprezentative altitudinal și la nivel de domeniu carpatic.

Climatul, componentă cauzală a tuturor proceselor de modelare este aspru și face trecerea în

sens altitudinal de la limita superioară a pădurii către cele mai înalte creste, de la etajul termic foarte răcoros la cel rece iar din punct de vedere pluviometric de la caracteristicile nivo-pluviale la cele nivale moderate sau subnivale (Voiculescu, 2002 a.). Media termică anuală este cuprinsă între circa 3°C la limita superioară a pădurii și -2,5°C pe cele mai înalte creste.

Cantitățile de precipitații cresc în același sens de la circa 840 mm la peste 1 240 mm. Amplitudinile termice sunt mici, de 16–17°C iar precipitațiile sub formă solidă reprezintă între 50–60% din total, zăpada atingând grosimi considerabile mai ales în intervalul martie-mai.

Durata stratului de zăpadă atinge circa 180 zile la limita superioară a pădurii și 220–240 zile pe cele mai înalte creste. De mare importanță pentru modelarea actuală a reliefului este dată de perioada de îngheț, variabilă în sens altitudinal: 180 zile la contactul domeniului forestier cu cel alpin, 240–250 zile pe cele mai înalte creste.

La altitudinile mari alternanța ciclurilor îngheț-dezghet se poate manifesta oricând de-a lungul anului. În domeniul alpin sunt prezente două intervale a căror încadrare în timp și durată este dictată de coordonata altitudinală. La cele mai mari înălțimi ale arealului primul interval este cuprins între lunile aprilie-mai iar cel de-al doilea între lunile septembrie-octombrie, în partea mediană a arealului cele două intervale sunt cuprinse între lunile aprilie-mai și octombrie-noiembrie pentru ca la limita superioară a pădurii intervalele să fie mult mai îndepărtate, către începutul și sfârșitul anului, respectiv în intervalul martie-aprilie și octombrie-decembrie (Voiculescu, 2002 a.).

Vegetația este reprezentată pe de-o parte de pădurile de rășinoase, în special molid care realizează și limita superioară a pădurii, situată la circa 1 700–1 800 m (*Amenajamente Silvice*, 1993–1999) iar pe de altă parte de tufărișurile subalpine, în special din jneapăn, ienupăr, anin verde și smîrdar. Jnepenișurile apar în complex cu rariștile subalpine de molid pentru ca în partea lor superioară la circa 2000–2200 m altitudine să fie înlocuite de tufărișurile de smîrdar. Dincolo de această altitudine se întind până pe cele mai mari creste pajiștile alpine alcătuite din rogozul alpin sau coarnă (*Carex curvula*) în special pe pantele mai domoale și pe

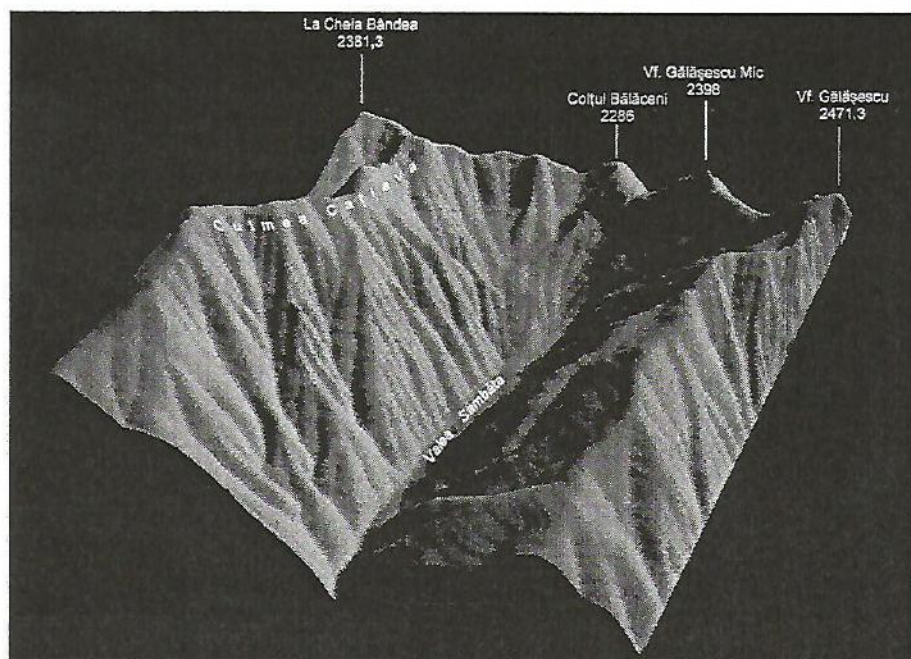


Fig. 2. Sectorul Superior Sâmbăta - modelul tridimensional
Sâmbăta Superior Sector - the tridimensional model

expoziția sudică și în locurile care păstrează strat continuu de zăpadă. Pe locul fostelor tufiguri de *Rhodorete*, tăiate pentru extinderea pășunatului s-au instalat pajiștile secundare de *Carex curvula* și *Festuca supina*. De-a lungul creștelor glaciare și pe versanții abrupti cu expoziție nordică și nord-vestică unde zăpada este spulberată de vânturi puternice s-au instalat pajiștile de *Juncus trifidus*. În căldările glaciare și în lungul unor culoare adăpostite unde zăpadă persistă mult timp iar gradul de umiditate este foarte mare se dezvoltă o vegetație pionieră arctic-alpină, alcătuită din salcie pitică (*Salix herbacea*, *S. reticulata*), argințică (*Dryas octopetala*) și *Loiseleurion procumbentis* (Pușcaru-Soroceanu și colab., 1977, Pușcaru-Soroceanu, 1981).

3. Metodologia cercetării

În elaborarea analizei ne-am bazat în primul rând pe tehnica asistată pe calculator în elaborarea hărților tematice și în final a hărții de risc geomorfologic.

Am avut în vedere faptul că principalele componente de mediu, precum geologia, relieful și vegetația constituie elemente cu valoare condițională, în timp ce climatul și activitățile antropice, în măsura în care omul participă direct și imediat la declanșarea și/sau

accelerarea unor procese fizico-geografice, respectiv geomorfologice sunt considerate a fi componente cu valoare cauzală (Popescu, 1990, Voiculescu, 2002 a.).

Pentru obținerea modelului digital al reliefului, a hărților morfometrice, a hărților vegetației pe categorii structurale și în final a hărții de risc geomorfologic am folosit programele Cartalinx și Idrisi 32, aplicate la sc. 1: 25000 iar pentru prelucrarea ulterioară a hărților și a imaginilor programul Adobe Photoshop CS.

Astfel, modelul digital realizat pe baza hărții topografice, foaia Vf. Urlea, sc. 1: 25000, ediția 1961, este relevant pentru morfologia de ansamblu a arealului dar și pentru formele și microformele de relief care determină tipul și modul de manifestare a diferitelor procese morfogenetice (fig. 2).

Se observă astfel marea deschidere a arealului, relieful puternic cu versanți abrupti care străjuiesc circurile și valea glaciară, fragmentați de o serie de culoare de avalanșă și circurile glaciare amplasate imediat sub creasta principală a Masivului Făgăraș.

Harta hipsometrică (fig. 3) evidențiază ponderea ridicată a treptelor de relief de 1 800–2 000 m; 2 000–2 200 m; 2 200–2 400 m și de peste 2 400 m care marchează astfel etajul alpin. Ce-

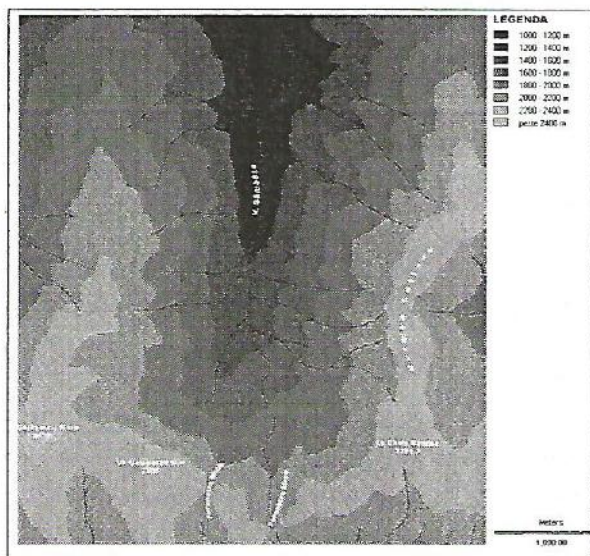


Fig. 3. Sectorul Superior Sâmbăta - harta hipsometrică
Sâmbăta Superior Sector - the hypsometric map

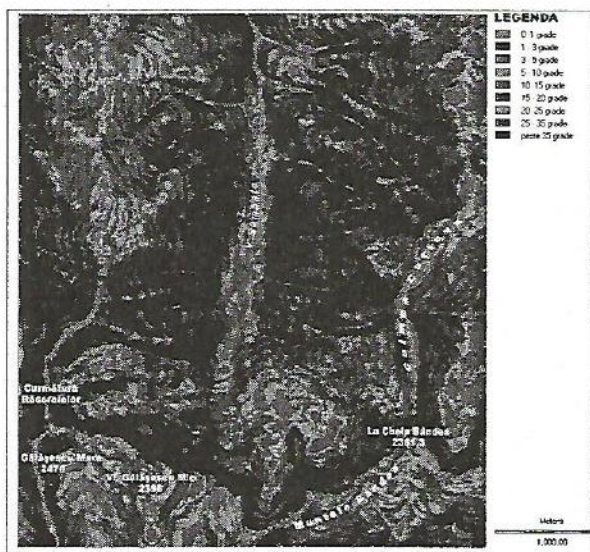


Fig. 4. Sectorul Superior - harta pantelor
Sâmbăta Superior Sector - the map of declivity

lelalte trepte hipsometrice cuprinse între 1 000 m și 1 800 m se desfășoară în lungul V. Sâmbăta, în domeniul forestier evidențiind profilul alun-git și adâncit al acesteia și implicit al arealului.

Declivitatea reliefului (fig. 4) este bine marca-tă de valorile mari (cuprinse între 10–15°; 15–20°) și foarte mari (cuprinse între 20–25°; 25–35° și de peste 35°) ale versanților aferenți circurilor și văii glaciare în partea sa superioară dar și versanții din domeniul forestier. Panta joa-că un rol foarte important în derularea și dinami-ca proceselor de modelare actuală a reliefului în special în partea superioară a domeniului alpin, de la altitudinea de 2 200–2 300 m în sus.

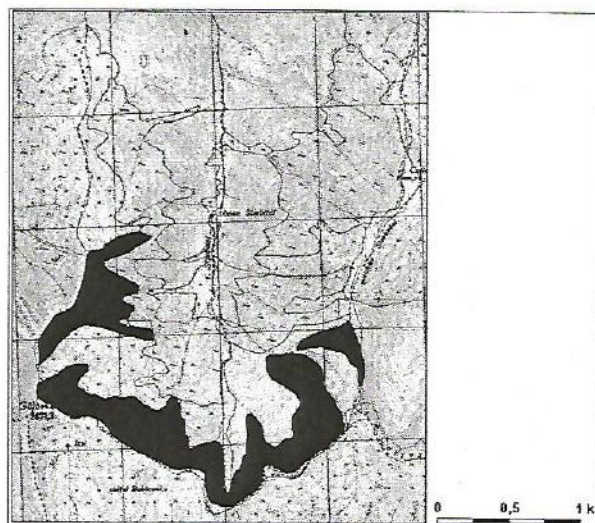


Fig. 5. Sectorul Superior Sâmbăta - harta cu abrupturi
Sâmbăta Superior Sector - the map of the escarpments

AREALUL CARTOGRAFIAT	SUPRAFAȚA	
	km ²	%
Pajiști alpine	2,9	23,6
Jnepenișuri	3,4	27,6
Păduri	3,6	29,3

Tabelul 1. Suprafața arealului acoperită cu vegetație
pe tipuri structurale
The surface covered by vegetation on structural types

De remarcă, imediat sub creasta glaciară principală dar și sub crestele secundare prezența unor ample abrupturi (fig. 5.) care însu-mează o suprafață totală de circa 1,9 km², ceea ce reprezintă 16,2% din suprafața totală, situate între vârfulurile Gălășescu Mic (2 398 m) și Gălășescu Mare (2 471,3 m) și mai departe între Vf. Colțul Bălăceni (2) și Vf. La Cheia Bânda (2 381,3 m), precum și sub Creasta Drăgușului, în zona *ferestrelor*, abrupturi care se înscriu în *categorica abrupturilor superioare din zona de creastă*, afectate în prezent de puternice procese de gelivatie și ca atare pu-ternic degradate, care furnizează cantități în-semnate de debrisi (Popescu, Ielenicz, 1981).

Vegetația a fost cartografiată pe baza ace-leași hărți topografice, în mod diferit în func-ție de altitudine și în mod implicit de structu-ra sa, forestieră și ierboasă (fig. 6.) și ocupă suprafețe diferențiate (tabelul 1):

Astfel, pajiștile alpine care ocupă o suprafa-ță totală de 2,9 km², având o pondere totală de

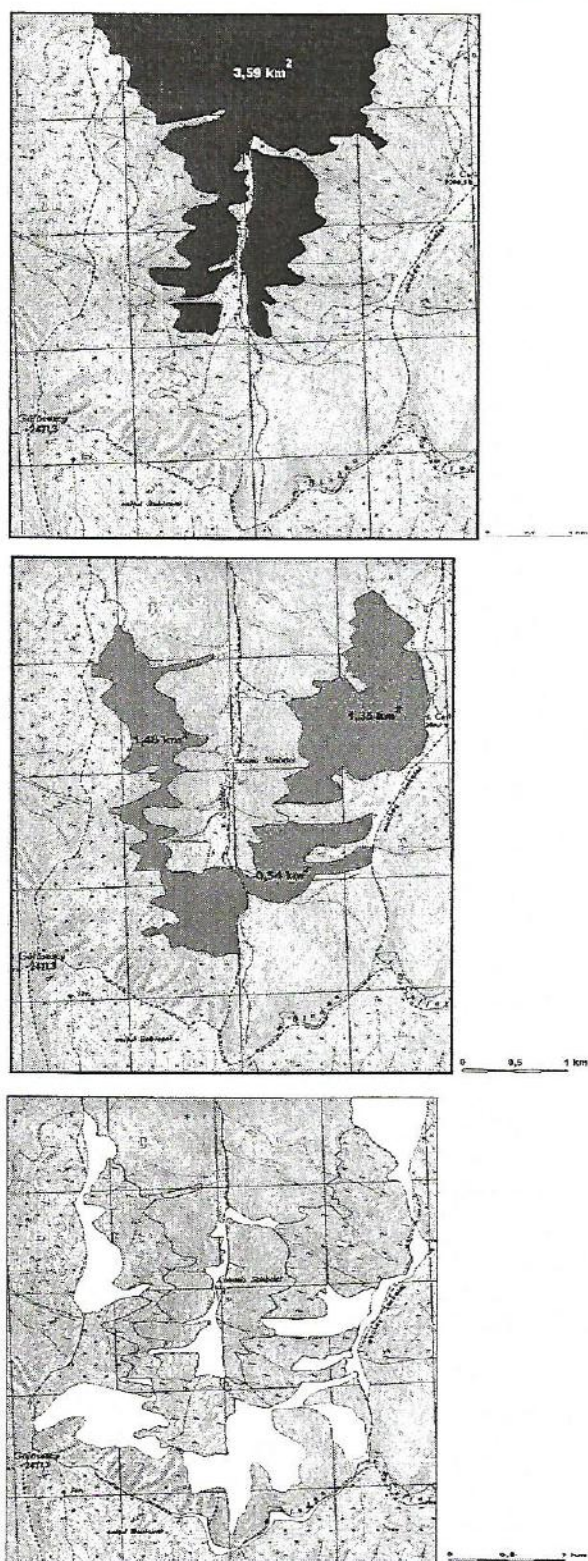


Fig. 6. Cartografierea vegetației:
a. suprafețe acoperite cu păduri; b. suprafețe acoperite cu jnepenisuri; c. suprafețe acoperite cu pajiști alpine
Mapping the vegetation:
a. typical forest vegetation;
b. *Pinus mugo* covered areas; c. alpine pastures covered areas

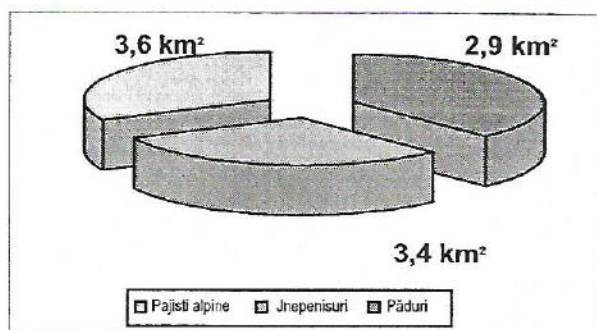


Fig. 7. Structura vegetației în sectorul superior Sâmbăta
The structure of the vegetation in the Sâmbăta Superior Sector

23,6% sunt răspândite în partea superioară a arealului, fiind afectate atât de practicile pastorale iar pe fondul acestui tip de impact de procese de eroziune și torențialitate.

Jnepenisurile întinse pe o suprafață de circa 3,4 km² (pondere de 27,6%) au caracter atenuator între partea superioară a arealului unde dinamica proceselor de modelare este foarte activă și domeniul forestier, unde predomină procesele fluvio-denudaționale cu dinamică medie.

În fine, pădurile ocupă în bazinul Sâmbăta o suprafață totală de circa 2 210,2 km² (Voiculescu, 2002 a.) din care 3,6 km² se află în arealul studiat (fig. 7). Dețin o pondere importantă, de 29,3% din suprafața arealului și au rol atenuator a proceselor de modelare. În partea superioară a pădurilor se impun procesele fluvio-denudaționale cu dinamică medie.

4. Harta riscului geomorfologic

Harta riscului geomorfologic a fost astfel obținută, pe harta topografică, foaia Vf. Urlea, sc. 1: 25 000, ediția 1961, pe baza relației existente, amintită anterior, între relief-climat-structuri vegetale dar și a ponderii spațiale a acestora, respectiv a hărților tematiche, elaborate mai sus (fig. 8).

Avându-se în vedere pe de o parte prezența abrupturilor, bine dezvoltate în acest sector, precum și larga deschidere a domeniului alpin, iar pe de altă parte, contactul domeniului alpin cu domeniul forestier, s-au individualizat 4 categorii de areale cu risc geomorfologic, diferențiate după modul de manifestare (ritm, intensitate, frecvență și amploare) dar și după suprafața ocupată.

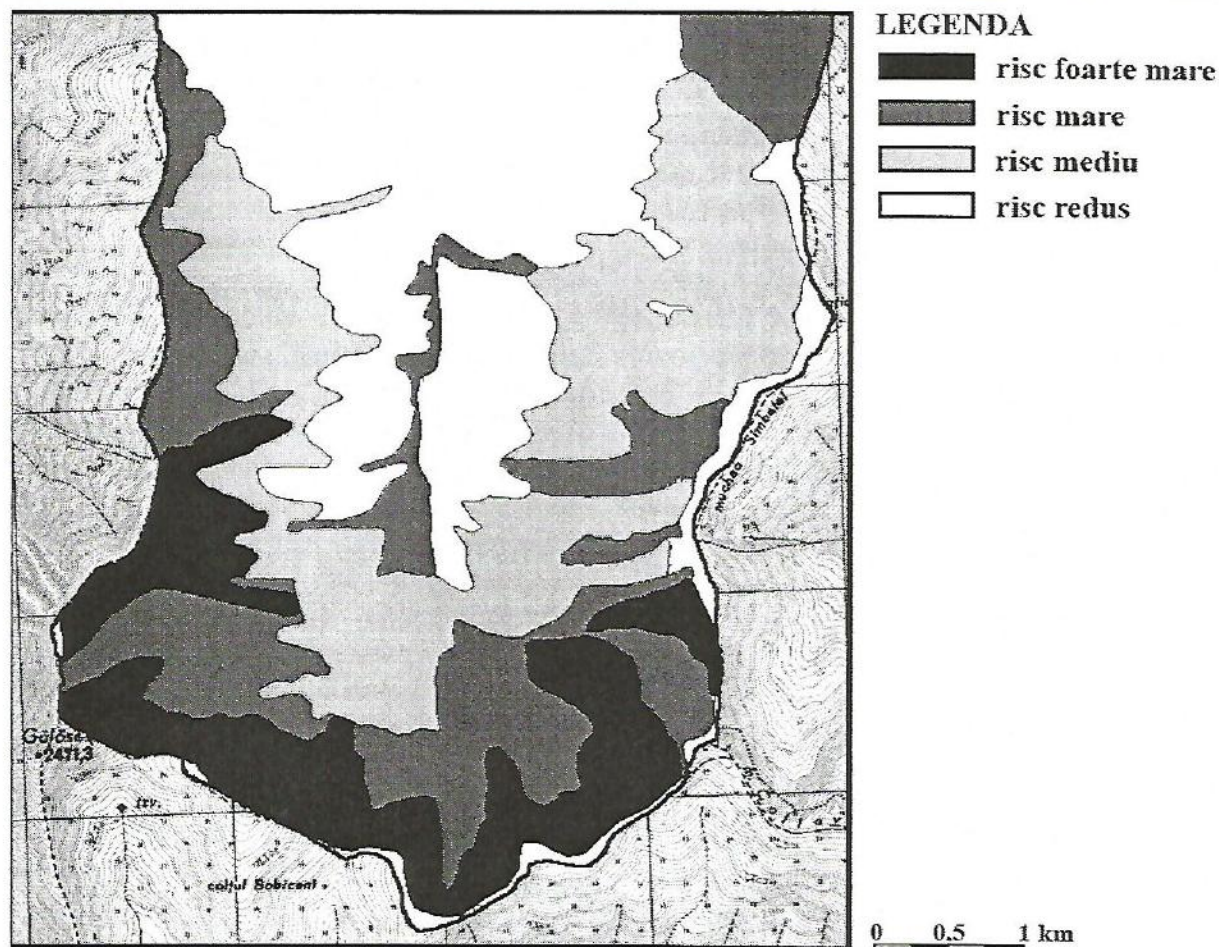


Fig. 8. Sectorul superior Sâmbăta - harta riscului geomorfologic
Sâmbăta Superior Sector - the map of geomorphological risk

1. *Arealele cu risc geomorfologic foarte mare* caracterizează în general în sectorul analizat suprafețe reduse, fiind specifice prin excelență abrupturilor formate imediat sub creasta glaciară principală. Acestea se încadrează din punct de vedere morfoclimatic etajului periglaciara, *subetajului dezagregărilor intense (crioplanatiei)* cu un relief abrupt, cu pante care depășesc în multe cazuri valorile de 30–35–40°. Având în vedere poziția lor altitudinală, climatul se caracterizează prin temperaturi scăzute, cu o medie anuală de $-2,5^{\circ}\text{C}$ iar în unele situații de chiar -3°C , cu o frecvență ridicată a ciclurilor gelive, cu precipitații bogate care depășesc uneori 1 200–1 300 mm/an, cu circa 9–10 luni/an cu strat de zăpadă. Din punct de vedere termic se încadrează *etajului rece* iar din punct de vedere pluviometric *etajului nivo-pluvial*. În aceste condiții riscul geomorfologic este ridicat, datorită ampleror

proceselor de dezagregare mecanică a rocii și prin cantitățile însemnate de materiale care sunt transportate și depuse sub diferite forme de-a lungul pantelor și la baza acestora prin scurgeri de deșeur, rostogoliri și prăbușiri de pietre și bolovani. *Avalanșele de munte înalt*, de mare frecvență constituie unul dintre importante procese de modelare actuală a reliefului. De altfel, avalanșele joacă un rol important în transportul și depunerea cantităților de deșeur la ieșirea din culoar, fiind astfel un important agent al transferului de materiale. Prin frecvența și modul lor de manifestare, avalanșele afectează și evoluția ciclică a solurilor care în aceste sectoare au un caracter insular, cu totul fragmentar. Pe de altă parte avalanșele sunt extrem de periculoase pentru om așa cum rezultă din statistica Serviciului Public Salvamont Victoria (2001) aici înregistrându-se câteva cazuri de accidente.

De asemenea, apele de topire sau a celor provenite din precipitațiile bogate din intervalul iunie-iulie când se înregistrează maximul pluviometric determină procese puternice de eroziune a versanților prin formarea rigolelor de eroziune, cu implicații asupra modelării actuale a reliefului dar și asupra solurilor și vegetației și amorsării fenomenului de debris flow.

2. *Arealele cu risc geomorfologic mare* sunt specifice etajului alpin (de la 2 200–2 300 m până pe cele mai înalte creste), respectiv cusciturii glaciare, circurilor glaciare și părții superioare a văilor glaciare, culoarelor de avalanșă și abrupturilor dar și părții mediane a etajului alpin, acolo unde au fost defrișate jnepenișurile. Din punct de vedere morfoclimatic aparțin aceluiași etaj periglaciare, *subetajului dezagregărilor intense (crioplanafiei)*. Pantele sunt înclinate de la mediu la puternic (15° – 25° ; 25° – 35° , peste 35°) determinând derularea accelerată a proceselor de modelare cu potențial de risc. Temperatura medie multianuală este cuprinsă între $-0,5^{\circ}$ și $-2,5^{\circ}\text{C}$, nopțile geroase ating 70–95,2 zile/an, zile de iarnă 120–50 zile/an iar zilele de îngheț 208–255 zile/an. Precipitațiile sunt bogate fiind cuprinse între 1 130–1 250 mm iar stratul de zăpadă continuu atinge circa 9–10 luni/an. Din punct de vedere termic arealul se încadrează de asemenea *etajului rece* iar din punct de vedere pluviometric *etajului nivo-pluvial*.

Solurile caracteristice sunt din categoria celor humico-silicatică cu caracter scheletic. Frecvente sunt și nonsolurile sau stâncăriile dar și solurile neevoluate și trunchaite (*Harta Solurilor, Sc. 1: 200 000, foaia 28*).

În aceste condiții de mediu geografic, procesele geomorfologice caracteristice sunt reprezentate de cele de dezagregare, de mare amplitudine, prezente pe toată suprafața acestor areale, de *avalanșele de munte înalt* a căror incidență este ridicată în sezonul de iarnă și de primăvară, de spălările în suprafață, de scurgerile de debris și depunerile de gelifracțe, de căderile de pietre și bolovani de diferite dimensiuni, posibile pe fondul topirii zăpezii sau a suprapunerii peste aceasta a ploilor de primă-

vară, precum și a ploilor torențiale din sezonul de vară. La baza abrupturilor se acumulează astfel, mase foarte mari de grohotișuri dispuse fie sub formă longitudinală și paralelă de-a lungul versanților, fie sub formă aglomerată sau în valuri paralele la baza versanților dar și sub formă de conuri de grohotiș.

3. *Arealele cu risc geomorfologic mediu* sunt specifice părții mediane a etajului alpin, respectiv a etajului subalpin (cuprins între limita superioară a pădurii și altitudinea de 2 200–2 300 m), respectiv părții median-inferioare a văilor glaciare și arealelor cu pâlcuri de jnepeni. Din punct de vedere morfoclimatic aceste areale aparțin etajului periglaciare, *subetajului proceselor periglaciare complexe*. Pantele sunt mediu înclinate (10° – 15° ; 15° – 25°), favorabile derulării proceselor de modelare a reliefului cu potențial de risc. Temperatura medie multianuală este cuprinsă între $-0,5^{\circ}$ și 3°C , nopțile geroase ating circa 38–69 zile/an, zilele de iarnă 90–120 zile/an iar zilele de îngheț 165–208 zile/an. Și în aceste areale precipitațiile sunt relativ bogate fiind cuprinse între 840–1247 mm. Stratul de zăpadă este prezent circa 8–9 luni/an. Din punct de vedere termic se încadrează în *etajul foarte răcoros* iar din punct de vedere pluviometric face trecerea în sens altitudinal de la etajul pluvio-nival la cel nivo-pluvial.

Solurile sunt din categoria podzolurilor humico-silicatică, specifice altitudinilor montane (*Harta Solurilor, Sc. 1: 200 000, foaia 28*). Gradul de acoperire cu vegetație de tip ierbos prin excelență, atenuează într-o oarecare măsură modul de manifestare a proceselor de modelare. Cu toate acestea, trebuie remarcate în acest areal, grohotișurile mobile care pătrund mult în lungul V. Sâmbăta, până în apropierea cabanei cu același, fiind o expresie a dinamicii destul de pregnantă a acestui areal. Aceste grohotișuri se regăsesc în zona de descărcare a culoarelor care fragmentează versanții estici și vestici ai văii. De aceea, procesele geomorfologice caracteristice sunt spălările în suprafață, scurgerile de debris și acumulările de fragmente dezagregate și *avalanșele de munte mediu înalt*, care sunt carac-

teristice tuturor culoarelor ce fragmentează versanții. Așa este cazul culoarelor ce coboară din Culmea Drăgușului, situate cu circa 300–400 m înainte de vechea stână de pe V. Sâmbăta sau a celor situate înainte cu câteva zeci de metri de cabana Sâmbăta. În acest areal trebuie menționat fenomenul din vara anului 1968, când un imens torent de grohotișuri pornit de la circa 2 100 m altitudine, imediat de sub Culmea Drăgușului a afectat Cabana Sâmbăta și corturile amplasate în vecinătate. Fenomenul a fost pus pe seama imenselor acumulări de grohotișuri din micro-depresiunile nivale de culme care funcționează temporar ca depozite de pantă și a cantităților mari de precipitații care le-au transportat în cadrul culoarului de scurgere (Cioacă, 1970). Acesta la rândul lui funcționează în timpul iernii ca un veritabil culoar de avalanșă.

4. *Arealele cu risc scăzut* sunt specifice domeniului forestier, al pădurilor boreale dar și sectoarelor de culme și de platou, unde panta este redusă. La contactul pădurilor cu etajul subalpin și doar în sectoarele unde au fost efectuate defrișări se manifestă unele procese pluviale sau nivo-pluviale. Acest areal se situează din punct de vedere morfoclimatic în *etajul fluvio-denudațional, subetajul fluvio-denudațional cu dinamică medie*. Din punct de vedere termic se situează în *etajul moderat răcoros* iar din punct de vedere pluviometric în *etajul pluvionival*. Temperatura are valoarea medie multianuală pozitivă,

fiind de circa 2–2,5°C. Precipitațiile ating cantitatea de circa 800–900 mm/an iar stratul de zăpadă are o persistență de peste 200 zile/an. Solurile fac parte prin excelență din clasa solurilor podzolice iar acolo unde pădurea a fost înlocuită de tufișurile subalpine sau de ericacee, apar solurile brun feriiluviale (*Harta Solurilor, Sc. 1: 200 000, foaia 28*). Pădurea joacă un rol foarte important în protejarea mediului și în special a reliefului, atenuând incidența proceselor de modelare. Doar în sectoarele în care vegetația a fost tăiată sau defrișată se manifestă anumite procese ca pluviudenudarea, spălarea în suprafață, șiroirea și uneori avalanșele de munte mediu înalt care afectează limita superioară a pădurii boreale.

5. Concluzii

Fenomenul geomorfologic și ca atare riscul pe care îl prezintă atât pentru componentele de mediu implicate în realizarea peisajului geografic de tip alpin, înțelegând în acest context și omul, trebuie privit prin prisma principalelor procese de modelare actuală a reliefului. Putem afirma că analiza riscului geomorfologic trebuie să se bazeze pe un model sintetic care să grupeze principalele componente și elemente implicate în procesele de modelare și implicit în realizarea riscului.

Tehnica asistată pe calculator reprezintă un foarte bun mijloc de lucru în elaborarea hărților tematice dar și a hărții finale, a riscului geomorfologic în cazul de față.

BIBLIOGRAFIE

- BOGDAN, Octavia (1999-2000), *Caracteristicile climei Carpaților Meridionali și etajele morfoclimatice*, Analele Universității de Vest din Timișoara, Seria Geografie, vol. IX-X, p. 97-115.
- CIOACĂ, A. (1970), *Un torent de grohotișuri în Munții Făgăraș*, Terra, nr. 5, p. 39-43.
- FLOREA, M. (1998), *Munții Făgărașului, studiu geomorfologic*, Editura FOTON, Brașov, 114 p.
- GARES, A., P., Douglas, J., S., Nordstrom, F., K. (1994), *Geomorphology and natural hazards*, Geomorphology, 10, p. 1-18.
- GRECU, Florina (1997), *Fenomene naturale de risc. Geologie și geomorfologie*, Editura Universității din București, 144 p.
- PANIZZA, M. (1986), *Geomorphological hazard assesment and the analysis of geomorphological risk*, International Geomorphology, Part I, John Wiley & Sons Ltd., p. 225-229.

POPESCU, N., IELENICZ, M. (1981), *Evoluția versanților în regim periglaciatic în partea centrală a Munților Făgăraș*, Analele Universității București, Geografie, Anul XXX, p. 89-97.

PUȘCARU-SOROCEANU Evdochia, CSÜRÖS, St., GHIȘA, E. (1977), *Aspecte din flora și vegetația Munților Făgăraș*, în Comunicări de Botanică ținute la a X-a Consfătuire Națională de Geobotanică (Munții Făgăraș, 22-27 iulie, 1974).

PUȘCARU-SOROCEANU, Evdochia, CSÜRÖS, S., PUȘCARU, D., POPOVA-CUCU, Ana (1981), *Die Vegetation der Wiesen und Weiden des Făgăraș-Gebirges in den Sudkarpaten*, Phytocoenologia, 9 (3), Stuttgart-Braunschweig, p. 257-309.

VOICULESCU, M. (2001), *Considerations of the dynamic of the morphogenetic processes in the Făgăraș Massif*, Revista de Geomorfologie, 3, București, 2001, p. 47-61.

VOICULESCU, M. (2002 a.), *Fenomene geografice de risc în Masivul Făgăraș*, Editura Brumar, Timișoara, 232 p.

VOICULESCU, M. (2002 b.), *Studiul potențialului geoecologic al Masivului Făgăraș și protecția mediului înconjurător*, Editura Mirton, Timișoara, 376 p.

ȚÎȘTEA, D., NEACȘA, O. și colab. (1974), *Variația altitudinală a principalilor parametri climatici în zona Bilea-Capra din Masivul Făgăraș*, Șt. Clim., I, IMH, București, p. 105-199.

x x x (1967), *Harta geologică a R.S.R., foaia 27 Sibiu*, Inst. Geol și Geofiz., București.

x x x (1971), *Harta Solurilor, Sc. 1: 200000, foaia 28, Brașov*, Inst. Geol., București.

x x x (1993-1999), *Amenajamente silvice, Romsilva S. A., Filiala Brașov*.

Universitatea de Vest din Timișoara
Departamentul de Geografie

Utilizarea hărților digitale în studiul unor circuri glaciare din Munții Parâng

Florin VUIA

Cuvinte-cheie: model digital de elevație, hartă digitală, analiză morfometrică, analiză morfografică, circuri glaciare, Munții Parâng.

Using digital maps in the study of some glacial cirques of Parâng Mountains. Digital maps building at 1:25 000, 1:50 000 and 1:100 000 scales for Parâng Mountains is a good opportunity for a morphometric and morphographic analysis of the glacial cirques from these mountains. With the help of GIS software Idrisi16, Idrisi32, CartaLinx and MICRODEM, the digital elevation models can be processed and then used to find the morphometric variables of the glacial cirques: area, volume, perimeter, length of median axis, mean slope of floor and so on. There was calculate for each cirque the frequency of the hipsometric, slope and aspect classes. The morphographic analysis of the glacial cirques is facilitated by using stereo anaglyphs, reflectance maps and 3D views, built in MICRODEM and Idrisi32.

Metode de lucru

Hărțile digitale utilizate în studiul circurilor glaciare din trei bazine hidrografice ale Munților Parâng (fig. 1) au fost construite pe baza hărților topografice la scările 1:25 000,

1:50 000 și 1:100 000. Prelucrarea s-a făcut cu ajutorul programelor Idrisi și MICRODEM, obținându-se pentru modelele digitale o rezoluție de 4,2 m la scara 1:25 000, 8,4 m

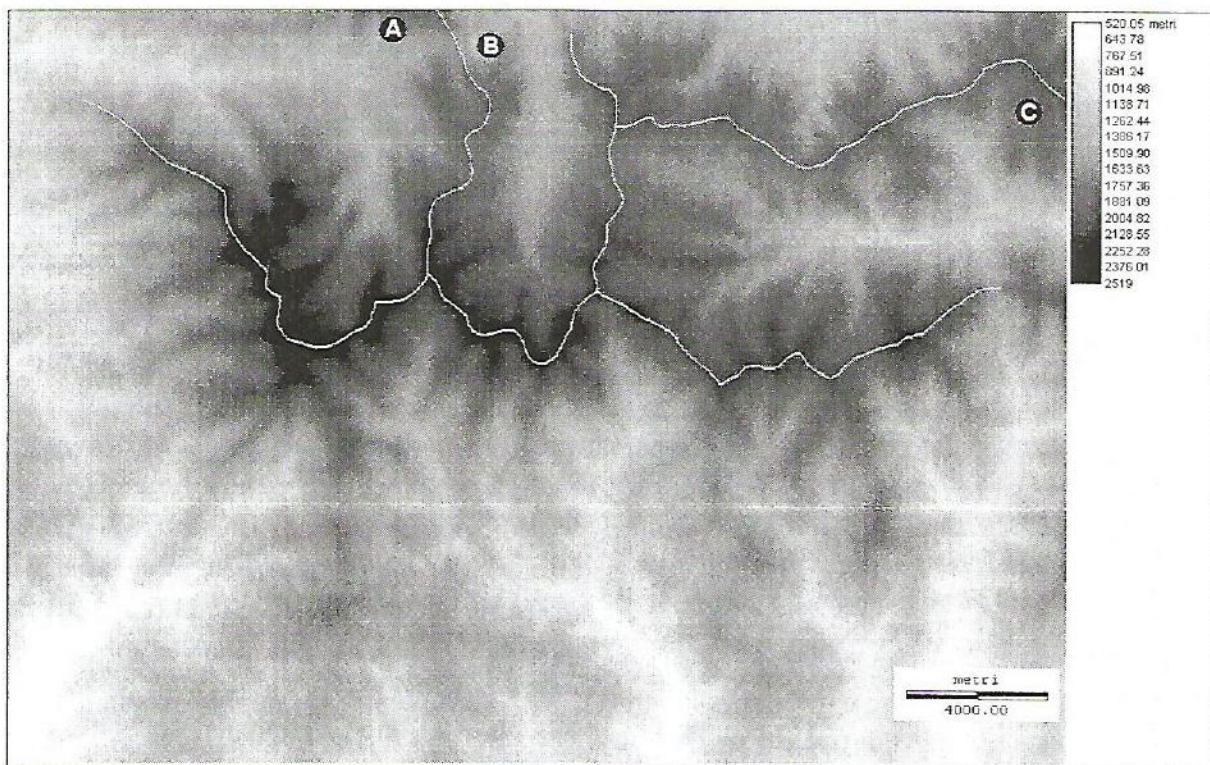
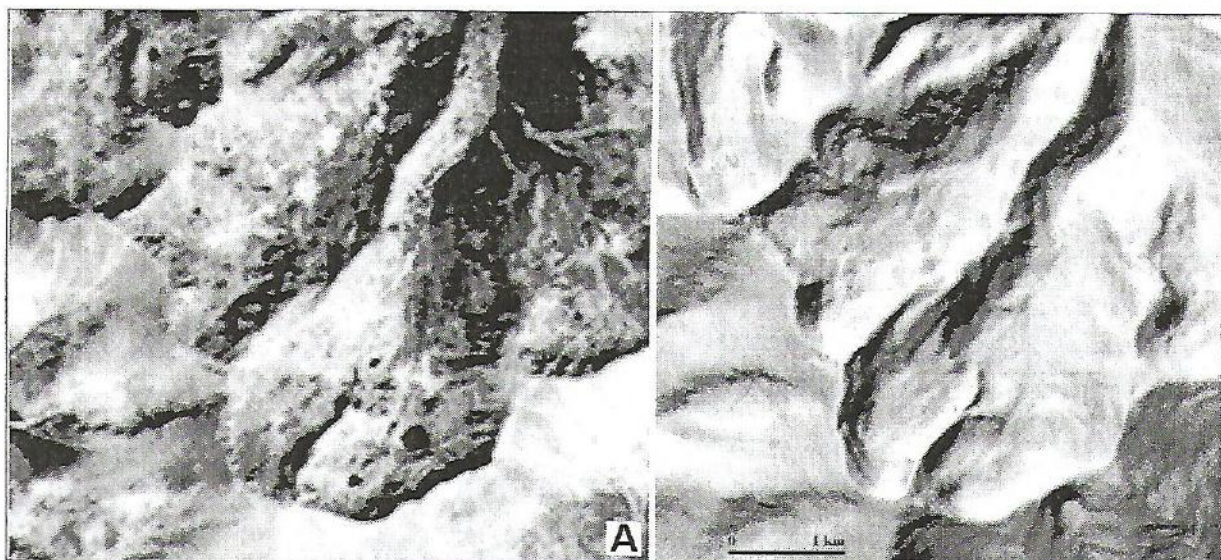


Fig. 1. Model digital de elevație (DEM) la scara 1:100 000 pentru Munții Parâng.

A. Bazinul hidrografic al Jiefului; B. Bazinul hidrografic al Lotrului; C. Bazinul hidrografic al Latoriței.



2. Comparație între o imagine satelitară LANDSAT (A) și harta digitală aferentă (B)

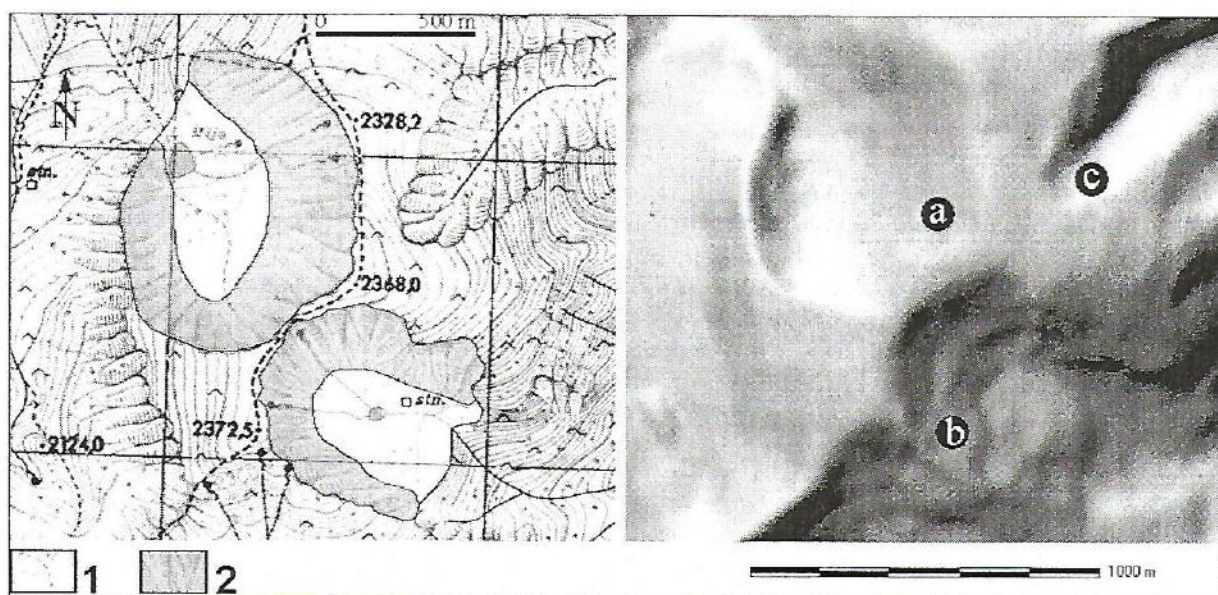


Fig. 3. Delimitarea circurilor glaciare cu ajutorul hărților topografice (stânga) sau a hărților iluminării terenului (dreapta) 1. podeaua circurilor; 2. peretele circurilor;

a. Circul Mija Mare Est; b. Circul Lacului Înghețat; c. Circul Sliveiu Mic

la scara 1:50 000 și 16,9 m la scara 1:100 000. Pentru a fi siguri de fidelitatea modelelor digitale am recurs la compararea lor cu o imagine satelitară LANDSAT obținută de la o înălțime de 700 km, la data de 22 august 2000 (fig. 2). Comparatia evidențiază o bună reprezentare a terenului pe hărțile topografice și implicit pe modelele digitale de elevație construite după ele, compatibilă cu imaginea satelitară. Din acest motiv considerăm că analiza cirurilor glaciare din punct de vedere morfometric și morfografic poate fi realizată cu succes folosindu-ne de modelele digitale.

Deoarece în lucrarea de față ne ocupăm de cirurile glaciare, din modelele digitale construite pentru Munții Parâng, la scările amintite mai sus, am extras doar informația referitoare la arealele ocupate de acestea. Astfel am creat o mască a hărților care are valoarea 1 pentru arealele ocupate de circuri și valoarea 0 pentru arealele învecinate cirurilor. Prin înmulțirea hărții mască cu modelul de elevație se obține un model digital de elevație doar pentru cirurile glaciare, acesta făcând obiectul studiului de față (fig. 4).

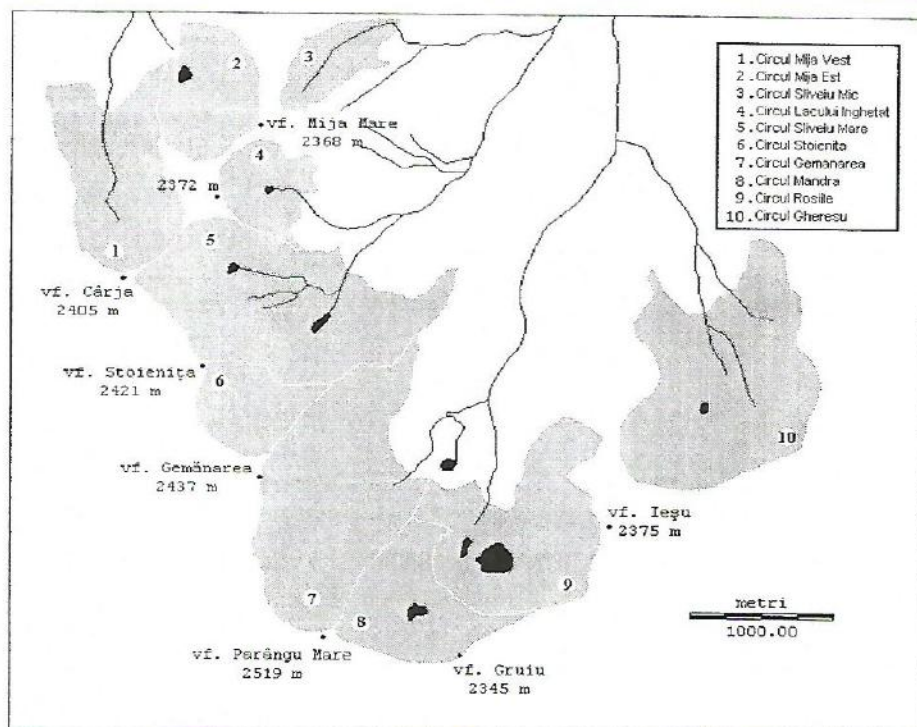


Fig. 4. Harta digitală a circurilor glaciare din bazinul hidrografic al Jiețului

Rezultate și discuții

Se știe că un lucru destul de dificil este acela de a stabili și delimita pe hărțile topografice circurile glaciare dintr-un masiv, în cazul nostru Munții Parângului. Pentru a efectua o analiză morfometrică cât mai reală a circurilor glaciare este necesar ca acestea să fie delimitate exact pe hărțile la scări mari, posibilitățile și metodele fiind multiple. În primul rând am pornit de la unele lucrări mai vechi în care sunt prezentate hărți ale reliefului glaciare din Munții Parâng, cum sunt cele publicate de Gh. Niculescu, E. Nedelcu și Silvia Iancu (1960) sau Silvia Iancu (1961a, 1961b, 1963 și 1970). Un alt material important este harta topografică la scara 1:25 000, pe care se pot delimita circurile cu succes mai ales atunci când se face o confruntare cu situația din teren și cu aerofotogramele. În lipsa fotogramelor aeriene, de un real folos sunt hărțile digitale ale iluminării terenului, construite la scări mari, pe care se disting foarte bine elementele morfologice ale circurilor glaciare, cum sunt podeaua, peretele sau linia de racord între pereți și suprafețele înconjurătoare (fig. 2B, 3). În harta iluminării din figura 3 se observă foarte bine aceste elemente, chiar mai mult,

este scoasă în evidență și morfografia de ansamblu a celor trei circuri glaciare, Mija Mare Est și Lacul Înghețat de formă cvasicirculară, Slivei Mic de formă alungită frântă.

Morfometria circurilor glaciare din bazinul hidrografic al Jiețului (fig. 1) a fost analizată într-o primă fază pe hărțile topografice la scara 1:25 000, ediția 1980. Am calculat un număr de 22 de variabile morfometrice care sunt prezentate și analizate într-o lucrare anterioară (Vuia, 2001). După construirea modelelor digitale de elevație pentru întregul masiv și extragerea din acestea a informației referitoare la circurile glaciare, variabilele morfometrice au fost calculate direct pe hărțile digitale. Acest lucru conferă exactitate și viteză de lucru mult mai mari, unele variabile morfometrice care pe hărțile topografice se determină destul de dificil, cum sunt suprafața, volumul, perimetrul, lungimea axei mediane sau panta medie a podelei, pe modelele digitale de elevație, prin facilitățile oferite de programele MICRODEM și Idrisi, se calculează foarte ușor și exact.

În această lucrare însă, dorim să prezentăm o analiză comparativă a morfometriei circurilor glaciare din cele mai importante trei bazi-

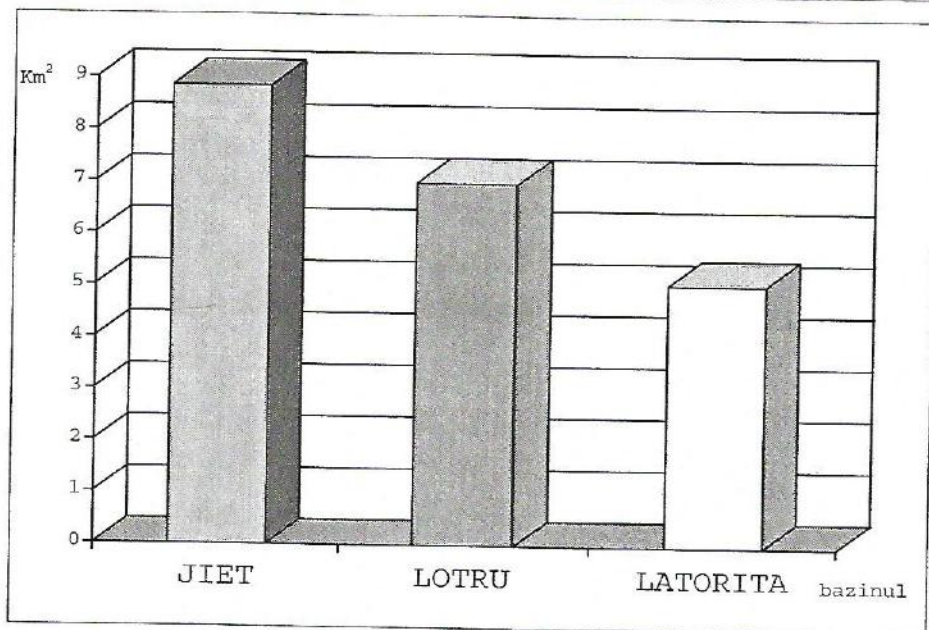


Fig. 5. Suprafața ocupată de circurile glaciare în bazinele hidrografice Jieț, Lotru și Latorița

ne glaciare ale Munților Parâng și anume, Jieț, Lotru și Latorița (fig. 1), bazându-ne pe studiul și compararea modelelor digitale.

Instalarea ghețarilor cuaternari în Carpații Meridionali, deci și în Munții Parâng, a fost influențată de altitudinea și pantele reliefului, dar și de expoziția suprafețelor pe care se acumulau zăpezile persistente, lucru observat de către Emm. de Martonne încă de la sfârșitul secolului al XIX-lea. În Munții Parâng culmea principală atinge altitudinile maxime de peste 2 400 m doar în sectorul vestic, sector în care se dezvoltă bazinul Jiețului. Aici sunt patru vârfuri care depășesc 2 400 m, Cârja — 2 405 m, Stoenița — 2 421 m, Slivei — 2 420 m și Gemănarea — 2 437 m, și unul de peste 2 500 m, Parângu Mare — 2 519 m. Spre est altitudinile scad treptat, astfel că în zona centrală, ce aparține în bună parte bazinului Lotrului, vârfurile cele mai înalte sunt în jur de 2 300 m: Coasta lui Rus — 2 300 m, Setea Mare — 2 365 m și Mohoru — 2 336 m. Sectorul estic, spre Munții Căpățânii, are altitudinile cele mai mici ale culmii principale, motiv pentru care vârfurile cele mai înalte din bazinul Latoriței depășesc cu puțin 2 100 m: Cărbunele II — 2 107 m, Cărbunele I — 2 160 m, Iezeru — 2 148 m, Urdele — 2 168 m, Păpușa — 2 136 m, Galbenul — 2 137 m și Micaia — 2 169 m.

Expoziția suprafețelor de relief din cele trei bazine hidrografice diferă în funcție de dipunerea lor față de culmea înaltă (fig. 1). Suprafețele cu expoziție nordică și nord-estică, care se știe că au fost cele mai prielnice instalării și dezvoltării ghețarilor cuaternari în țara noastră (Niculescu, 1965; Iancu, 1970; Posea, Popescu, Ielenicz, 1974; Sârcu, 1978), ocupă 31,04% în bazinul superior al Jiețului, 34,75% în cel superior al Lotrului și 35,56% în cel superior al Latoriței. Valorile au fost determinate doar pentru sectoarele superioare, care păstrează urme de modelare glaciară.

Aceste premize, la care se adaugă și configurația reliefului preglaciuar, în special pantele acestuia, știut fiind că cele reduse favorizează acumulările de firn și implicit formarea ghețarilor, au avut ca rezultat o diferențiere locală a glaciațiunii montane din Parâng, fapt bine oglindit în specificul morfometric și morfografic al circurilor glaciare de astăzi, după cum vom vedea în cele ce urmează.

Construirea modelelor digitale pentru cele trei bazine hidrografice luate în studiu (fig. 1, 4) ne permite o evaluare justă a suprafeței ocupate de circurile glaciare în fiecare din ele (fig. 5). Astfel, în bazinul Jiețului, al cărui sector superior se suprapune cu regiunea cea mai înaltă a Munților Parâng, suprafața totală ocupată de

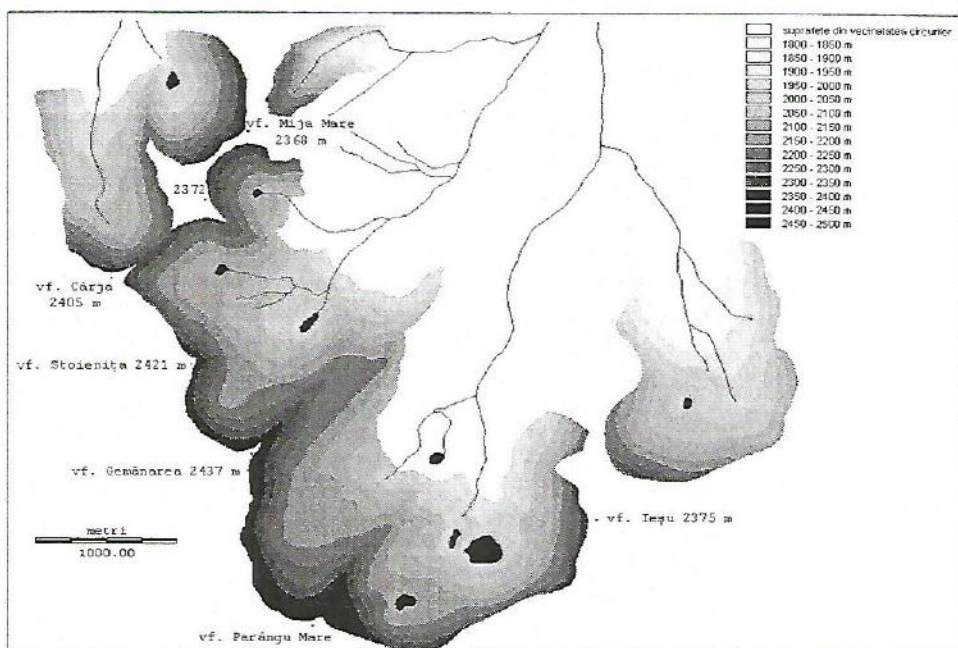


Fig. 6. Harta hipsometrică a circurilor glaciare din bazinul hidrografic al Jiețului

circurile glaciare este de cca 8,85 km², fără a lua în calcul circurile Zănoaga Verde, Burtan și alte trei circuri glacio-nivale din culmea Parângului Mic, care nu sunt incluse în modelul digital. Cele mai mari circuri de aici sunt Sliveiu Mare cu 1,546 km² și Ghereșu cu 1,595 km². În bazinul superior al Lotrului, suprafața totală a circurilor glaciare este de cca 7 km², ca mărime remarcându-se circurile Găuri (1,485 km²) și cel al Zănoagei Mari (1,381 km²), în timp ce în ultimul bazin studiat circurile ocupă doar 5,07 km², cel mai mare fiind Urdele cu 1,284 km² în suprafață. Se poate deci bine observa că amploarea reliefului glaciare, tradusă prin mărimea circurilor, scade treptat de la vest spre est, odată cu înălțimile culmii principale a Munților Parâng.

Analizarea și compararea hărților hipsometrice, construite pe baza modelelor digitale de elevație, în trepte hipsometrice din 50 în 50 de metri, este și ea interesantă deoarece aduce unele informații despre etajarea podelelor circurilor glaciare. În cazul hărților hipsometrice ale circurilor glaciare, se observă că treptele hipsometrice aferente podelelor glaciare, cu pantă mai redusă, ocupă suprafețe destul de mari în comparație cu cele ce aparțin pereților circurilor (fig. 6). Un lucru pe care l-am avut în vedere a fost acela ca hărți-

le să fie întocmite folosindu-se aceleași trepte în toate cele trei bazine, tocmai pentru a afla care sunt altitudinile podelelor circurilor glaciare și a putea face comparații. Analizând baza de date am constatat că în circurile din bazinul Jiețului, în intervalul 2 000–2 250 m treptele hipsometrice ocupă suprafețe importante, cca 67%. În circurile din bazinul Lotrului, treptele hipsometrice cu pondere mare sunt cele din intervalul 1 950–2 100 m (cca 56%), iar în cel al Latoriței, cele din intervalul 1 900–2 050 m (cca 73%). Se poate constata deci că în același sens cu scăderea în altitudine a culmii principale, scade și amploarea modelării glaciare, podelele circurilor glaciare se dispun la altitudini tot mai mici și ocupă suprafețe tot mai restrânse.

O definiție a circului glaciare, acceptată de majoritatea geomorfologilor a fost enunțată de către I. S. Evans și N. Cox (1974, p. 151): “*Un circ este o excavațiune, deschisă în aval, dar închisă în amonte de un versant abrupt (peretele din spate), care este arcuit în plan în jurul unei podele cu pantă mică. Circul este glaciare dacă podeaua a fost afectată de eroziunea glaciară, în timp ce peretele din spate a evoluat subaerian, iar drenajul a fost localizat suficient de aproape de creasta peretelui din spate, astfel încât gheața ce forma circul să nu*

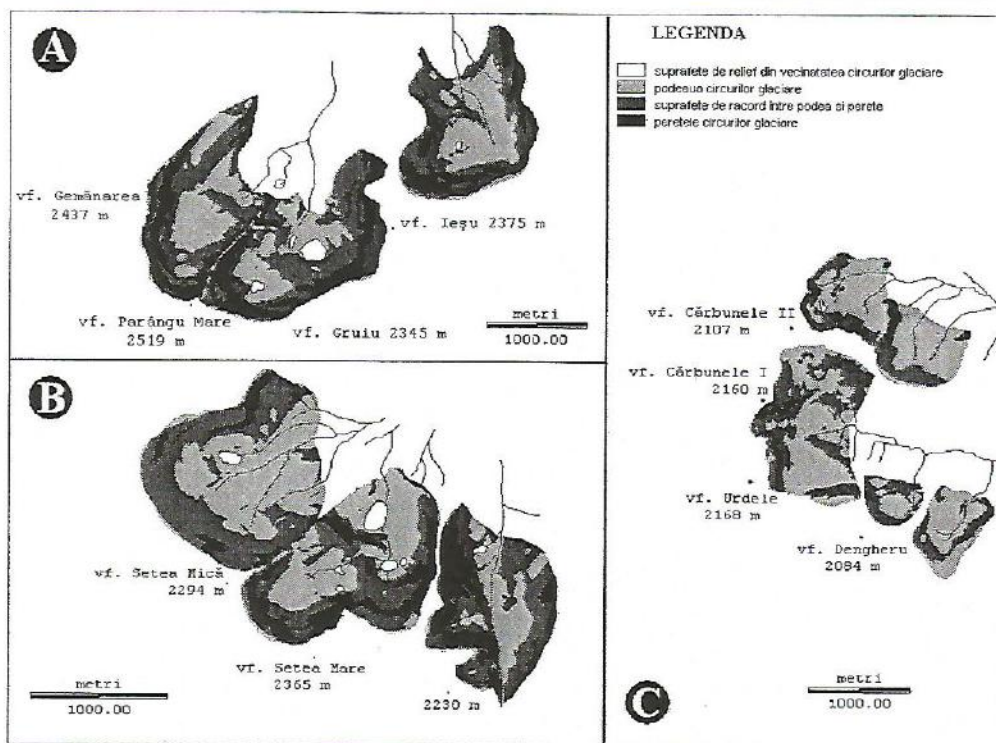


Fig. 7. Aspectul câtorva circuri glaciare în funcție de distribuția pereților și a podelelor. Circuri din bazinul Jieșului (A), Lotrului (B) și Latoriței (C)

fi curs spre exterior. În general, panta peretelui frontal depășește 35 de grade, iar podeaua circului are valori mai mici de 20 de grade”.

De remarcat că în această definiție sunt menționate limite morfometrice, exprimate prin valori ale pantelor, pentru părțile componente ale circurilor: peretele cu pantă mai mare de 35° și podeaua cu panta mai mică de 20°. Când un circ glaciare, din punct de vedere morfometric, se apropie tot mai mult de aceste condiții, de formă ideală, el va fi tot mai evident, cu alte cuvinte circul glaciare respectiv va fi bine individualizat în peisaj. Dacă pantele mai mari de 35° aparțin în general peretelui, iar cele mai mici de 20° podelei, cele cuprinse în intervalul 20–35° pot fi asociate mai multor mezoforme din cadrul circurilor glaciare și anume: suprafețe de racord între perete și podea (conuri și trene de grohotiș), potcoave nivale și ghețari de pietre, forme structurale, praguri glaciare, depresiuni de subsăpare glaciară sau depozite morenaice (laterale, mediane, frontale, de fund).

Modelele digitale de elevație ale circurilor din Munții Parâng ne permit o analiză din acest punct de vedere, deoarece prin reclasifi-

care se pot evidenția pe hărți sectoarele cu pante mai mari de 35° (în general pereți), cele cu pante cuprinse între 35–20° și cele cu pante mai mici de 20° (în general podele) (fig. 7). Situația este interesantă și scoate în evidență o modificare a ponderii pereților, cu pante mai mari de 35°, precum și a celorlalte elemente morfografice cum sunt podeaua și suprafețele de racord, în alcătuirea circurilor glaciare din cele trei bazine hidrografice (tabel 1). Dintre circurile cu podele și pereți bine individualizați de menționat sunt circurile Mija Mare Est și cel al Lacului Înghețat din bazinul Jieșului (foto 1), în timp ce la polul opus se află unele circuri din bazinul Latoriței, cum sunt circurile de la obârșiile râurilor Muntinu și Urdele, numite de Silvia Iancu (1970) circuri în pantă (foto 3).

Acolo unde suprafețele cu pante cuprinse între 20° și 35° sunt mai dezvoltate, în detrimentul peretilor, circurile glaciare sunt mai slab individualizate în peisaj, fiind greu de observat pe imagini satelitare, fotograme sau hărți topografice. În contrast, acolo unde pereții și podelele au o bună dezvoltare, circurile sunt tipice, bine adâncite în relief și ușor de

Bazinul	Suprafețe cu pante mai mari de 35° (în general pereți) %	Suprafețe cu pante cuprinse între 20-35° %	Suprafețe cu pante mai mici de 20° (în general podele) %
Jieț	32,58	38,03	29,39
Lotru	12,46	39,65	47,89
Latorița	11,72	45,71	42,57

Tabel 1. Distribuția suprafețelor cu pante mai mari de 35°, între 20-35° și mai mici de 20° în circurile glaciare din bazinele hidrografice ale Jiețului, Lotrului și Latoriței



Foto 1. Circul glaciare al Lacului Înghețat (bazinul Jiețului)

distins în peisaj, pe imagini sau hărți topografice. Aceste două situații, întâlnite în Munții Parâng, își găsesc probabil explicația în tipurile diferite de modelare glaciară și postglaciară a reliefului din cele trei bazine hidrografice studiate sub acest aspect. Acolo unde obârșiile de vale preglaciare se aflau la altitudini mai joase, aproape de limita zăpezilor veșnice, ghețarii de circ formați au fost mai mici și au avut o activitate de modelare care a lăsat urme mai puțin evidente. Astfel au luat naștere circurile glaciare din bazinul Latoriței, precum și unele din cel al Lotrului, care s-au adâncit mai puțin în relieful preexistent și păstrează urme de modelare glaciară mai slab evidențiate în peisaj (foto 3). În bazinul Jiețului, unde obârșiile de vale preglaciare,

propice acumulărilor de firn și gheață, se aflau la altitudini mai mari, mult deasupra limitei zăpezilor veșnice, ghețarii de circ au fost de dimensiuni mari și au avut o activitate morfologică mai puternică. Din aceste motive aici se întâlnesc cele mai mari circuri glaciare din Munții Parângului, puternic adâncite în relieful preexistent, cu pereți, podele și alte mezoforme de modelare glaciară (morene, depresiuni de subsăpare, roci mutonate) bine evidențiate în peisaj (foto 1). Situația din bazinul Lotrului este una de tranziție, aici găsindu-se atât forme bine evidențiate, în zona Lacului Călcescu (foto 2), cât și forme mai estompate, mascate și stabilizate de covorul vegetal, cum sunt cele întâlnite sub culmea Cărbunele - Iezeru.



Foto 2. Circul glaciari Călcescu (bazinul Lotrului)



Foto 3. Circul glaciari al Iezerelor Muntinului (bazinul Latoriței)

Situația prezentată mai sus se oglindește foarte bine și în statistica lacurilor glaciare cu regim permanent din Munții Parângului, care se prezintă în felul următor (tabelul 2): 11 în bazinul Jiețului, 7 în cel al Lotrului și doar 4 în cel al Latoriței (după Silvia Iancu, 1961; Pișota, 1971, cu unele modificări).

În privința utilității hărților digitale în studiul morfografiei circurilor glaciare dorim doar să remarcăm că unele materiale cum sunt hărțile iluminării terenului (fig. 2B, 3), hărțile stereoscopice, profilele longitudina-

le și transversale, precum și modelele tridimensionale, care pot fi învelite cu diverse hărți tematice, ne ajută să tragem concluzii pertinente asupra formei circurilor glaciare, atât în plan orizontal, cât și în plan vertical. Prin studiul amănunțit al acestor materiale putem distinge tipuri morfografice de circuri în cele trei bazine hidrografice, plecând bine înțeles și de la unele clasificări care s-au făcut în literatura noastră de specialitate (Niculescu, 1965; Iancu, 1970; Urdea, 2000).

Lacul glaciар	Altitudinea (m)	Suprafața (m ²)	Bazinul hidrografic
Ghereșu	1 974	3 669	Jieț
Mândra (Oglinda Mândrei)	2 148	11 150	Jieț
Roșiile (Tăul fără Fund)	1 978	37 600	Jieț
Lacul Lung (Tăuțul Roșiilor, Tăuțul)	2 006	3 560	Jieț
Zănoaga Stânei (Tăul Stânei)	1 906	4 900	Jieț
Verde (Tăul Verde I)	2 018	6 150	Jieț
Mic (Tăul Verde II)	2 018	1 410	Jieț
Slivei (Tăul Verde III)	2 017	1 500	Jieț
Cârja (Custurii sau Slăvei)	2 124	2 525	Jieț
Înghetăt (Tăul Adânc)	2 120	1 385	Jieț
Mija (Tăul de la Lunci sau Zăvoiele)	1 990	8 000	Jieț
Iezerul (Iezerul Parâng)	1 880	4 587	Lotru
Păsări	2 100	3 000	Lotru
Vidal (Lacul lui Vidal)	1 975	5 900	Lotru
Pencu (Lacul nr. I din Căldarea Călcescu)	1 975	1 600	Lotru
Călcescu	1 924	30 200	Lotru
Zănoaga Mare	2 032	9 700	Lotru
Găuri	1 940	1 600	Lotru
Iezerul Latoriței	1520	8 000	Latorița
Muntinu Mic	1965	2 000	Latorița
Cioara	2060	5 000	Latorița
Singuratic	2030	2 000	Latorița

Tabelul 2. Lacurile glaciare cu regim permanent din bazinele hidrografice ale Jiețului, Lotrului și Latoriței (după Silvia Iancu, 1961; Pișota, 1971, cu unele modificări)

BIBLIOGRAFIE

ADAMS, M. (2001), *User's Guide for MicroDEM 5.1*, Terrain Visualization Center, Fort Leonard Wood;

DONISĂ, V., DONISĂ, I. (1998), *Dicționar de teledetecție și sisteme informaționale geografice*, Editura Junimea, Iași;

EASTMAN, J. R. (2001), *Idrisi 32 - Guide to GIS and image processing*, vol. 1-2, Clark Labs, Clark University, Worcester, USA;

EVANS, I. S. (1974), *The Geomorphometry and Asymmetry of Glaciated Mountains - with special reference to the Bridge River District, British Columbia*, manuscris;

EVANS, I. S., Cox, N. (1974), *Geomorphometry and Operational Definition of Cirques*, Area, 6 (2);

IANCU, Silvia (1961), *Contribuții la cunoașterea lacurilor alpine din Masivul Parâng*, Analele Univ. București, Șt Naturii, Geologie-Geografie, an X;

- IANCU, Silvia (1961), *Elemente periglaciare în masivul Parângului*, Probleme de geografie, vol. VIII;
- IANCU, Silvia (1963), *Considerații asupra formării circurilor glaciare în trepte*, Probleme de geografie, vol. X, București;
- IANCU, Silvia (1970), *Munții Parâng-studiu geomorfologic*, Manuscrisul tezei de doctorat, Cluj-Napoca;
- MARTONNE, Emm. de (1900), *Le levé topographique des cirques de Găuri et Gâlcescu (Massif du Parâng)*, Bul. Soc. Ing. Ind. de Mine, vol. IV, fasc. I-II, București;
- MARTONNE, Emm. de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales)*, Rev. de géogr. Annuelle, t. I (1906-1907), Paris;
- NICULESCU, Gh. (1965), *Munții Godeanu-Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București;
- NICULESCU, Gh., Nedelcu, E., Iancu, Silvia (1960), *Nouvelle contribution à l'étude de la morphologie glaciaire des Carpates roumaines*, în Recueil d'études géographiques concernant le territoire de la République Populaire Roumaine, Editura Academiei, București;
- PIȘOTA, I. (1971), *Lacurile glaciare din Carpații Meridionali - Studiu Hidrologic*, Ed. Academiei R.S.R., București;
- POSEA, Gr., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1974), *Relieful României*, Editura Științifică, București;
- SÂRCU, I. (1978), *Munții Rodnei - Studiu morfogeografic*, Editura Academiei R.S.R., București;
- URDEA, P. (2000), *Munții Retezat-Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București;
- VUIA, F. (2001), *Diferențieri morfometrice și morfografice ale circurilor glaciare din bazinele Jiefului (Munții Parâng)*, Analele Univ. de Vest din Timișoara, Seria Geografie, vol. XI-XII, 2001-2002, Timișoara.

Universitatea de Vest din Timișoara
Departamentul de Geografie

Relieful de planatie din Munții Măcin (Dobrogea de Nord)

Emil VESPREMEANU

Cuvinte-cheie: suprafețe de nivelare, pedimente, glacisuri, versante, inselberguri, Dobrogea de Nord, Munții Măcin. Munții Măcin reprezintă partea nord-vestică a orogenului nord-dobrogean cu un mozaic petrografic puternic afectat de stresuri tectonice repetate începând din Paleozoic. În Munții Măcin sunt prezente suprafețe cvasiorizontale sau ușor înclinate, care, în literatura geomorfologică românească, au fost atribuite proceselor de nivelare ciclică, pedimentăției sau eroziunii marine. Pe baza cercetărilor noastre considerăm că petrografia, structura și tectonica impun trăsăturile geomorfologice esențiale ale Munților Măcin. Formele de planatie de pe creste au rezultat din intersecția versantelor, din evoluția laterală a înșeuărilor, în unele sectoare având caracter structural. Formele de planatie de pe versante au origine petrografică sau structurală. Formele de planatie ușor înclinate care racordează versantele vestice cu câmpurile alăturate, ca și cele din jurul inselbergurilor, sunt glacisuri loessoide tipice formate mai ales prin procese de spălare în suprafață. Sub glacisurile loessoide nu sunt suprafețe pietroase de eroziune de tipul pedimentelor. Formele de planatie din cadrul văilor foarte largi adâncite pe linii de falie au rezultat din evoluția laterală a versantelor pietroase timp îndelungat. După depunerea loessului s-au format glacisuri loessoide mai ales prin procese de spălare în suprafață. Instabilitatea tectonică perioade lungi de timp a împiedicat desfășurarea proceselor de planatie ciclice de tipul peneplanatiei și pediplanatiei. La acesta a contribuit masivitatea redusă a Munților Măcin, precum și spațiul restrâns din jur care ar fi putut constitui o bază de eroziune pentru pediplanatie. Prezența teraselor marine se exclude datorită faptului că Marea Neagră nu a avut niciodată, în decursul evoluției sale, niveluri mai înalte cu +5 m față de cotele actuale după cum rezultă din datele geologice și oceanografice.

1. Introducere

Munții Măcin reprezintă o unitate de relief distinctă în Dobrogea de Nord prin alcătuirea petrografică, prin structură, precum și prin morfografia și morfometria rezultate din evoluția îndelungată a părții nord-vestice a orogenului nord-dobrogean între Platoul Niculițel și marginea bazinului Getic, în condiții de stress tectonic repetat începând din Triasic.

Relieful culmilor și masivelor muntoase, prezintă trei categorii de forme de planatie: (i) forme de planatie în cadrul muntelui (forme de culme și forme de versant), (ii) forme de planatie la poale, care racordează versantele cu câmpurile alăturate și (iii) forme de planatie de vale.

Formele de planatie de culme, au fost explicate ca fiind suprafețe de nivelare rezultate în urma proceselor ciclice de eroziune după modelul davisian (Emm. de Martonne, 1924; C. Brătescu, 1928; A. Nordon, 1930;

E. Nedelcu și Ș. Dragomirescu, 1965, M. Ielenicz și Nela Burcea (2000), sau terase marine (Al. Roșu, 1969).

Formele de planatie de la poalele versantelor, semnalate de G. Murgoci (1912, 1914), au fost considerate ca suprafețe de eroziune (Emm. de Martonne, 1924; A. Nordon, 1930), resturi ale unor terse marine (Al. Roșu, 1969), glacisuri (P. Coteț, 1973) sau pedimente (E. Vespreamanu, 1972, 1973; Gr. Posea, 1980 a; 1980 b; N. Popescu, 1988; M. Ielenicz, 1988; M. Ielenicz și Nela Burcea, 2000).

Formele de planatie din cadrul văilor largi, descrise atât de plastic de G. Murgoci (1912) au fost considerate ca glacisuri loessoide de P. Coteț (1973), pedimente locale de N. Popescu (1988) sau pedimente de M. Ielenicz și Nela Burcea (2000).

În Munții Măcin sunt forme de relief cvasiorizontale cu arii restrânse pe unele culmi și

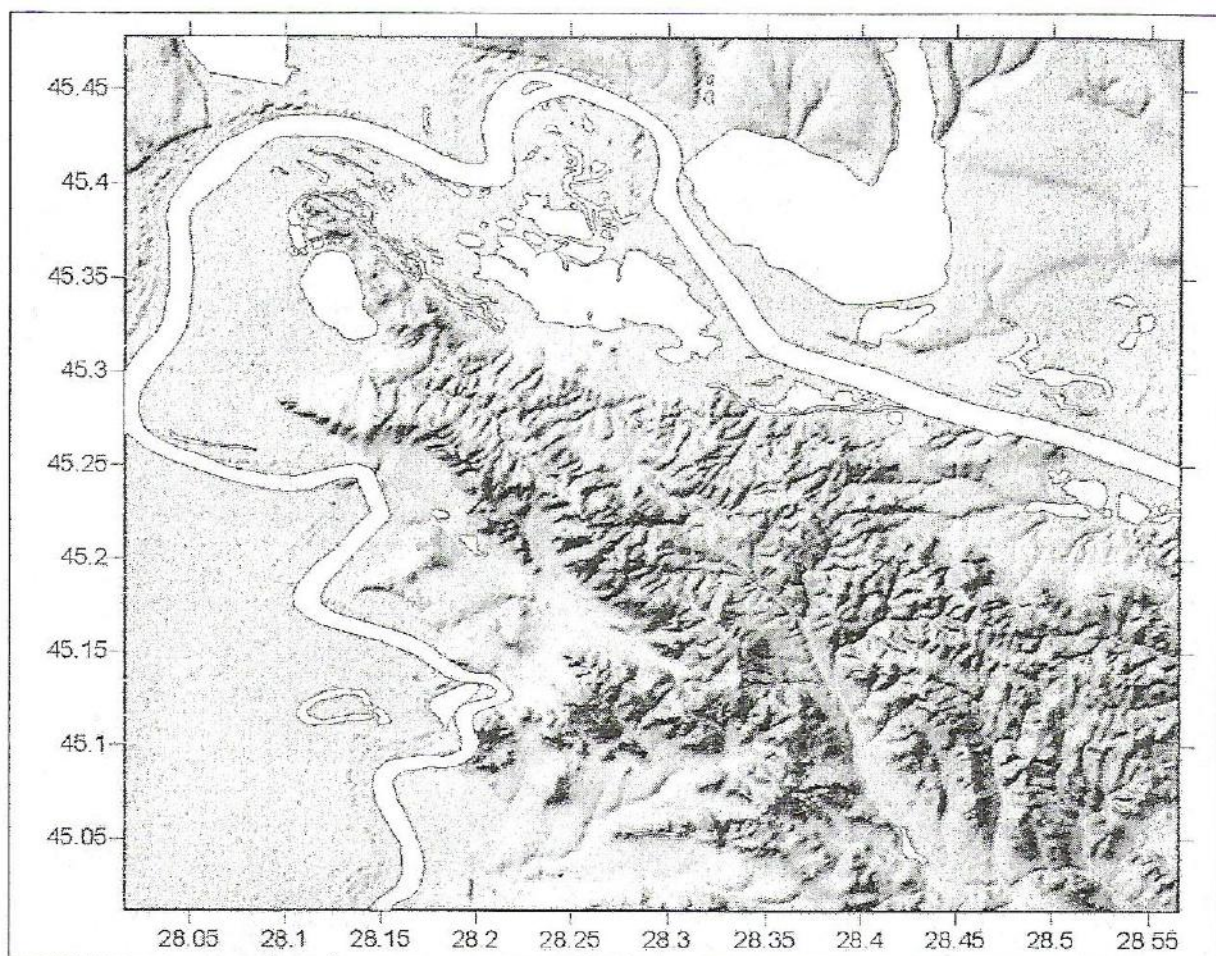


Fig. 1. Munții Măcin și limitele lor în cadrul Dobroge de Nord (imagine satelitară prelucrată de Șt. Constantinescu)

pe unele versante și pe suprafețe întinse la baza versantelor, mai ales cele vestice și pe văile largi. Există însă diferențe mari între morfologia suprafețelor cvasiorizontale din masivele componente ale Munților Măcin care se datorează alcătuirii petrografice, structurii și tectonicii, precum și diferențelor de masivitate.

Principalele probleme geomorfologice care se pun sunt: (i) explicarea morfogenezei suprafețelor de planție; (ii) în ce măsură pot fi folosite aceste suprafețe de planție în explicarea succesiunii proceselor de denudație care au afectat Munții Măcin în ultimii 300 milioane de ani și (iii) care este rolul petrografiei, tectonicii și climatului în morfogeneza și morfodinamica suprafețelor de planție din Munții Măcin.

Analiza acestor probleme impune cartarea detaliată pe teren, respectarea riguroasă a

criteriilor de diagnoză a diferitelor tipuri de suprafețe cvasiorizontale sau ușor înclinate, interpretarea corectă a fondului bogat de date geologice și tectonice, inclusiv a celor foarte recente.

Cercetările noastre pe teren au început în anul 1962 cu observații generale și au continuat pe tot parcursul anilor '60, rezultatele fiind prezentate în mai multe comunicări și în lucrarea publicată ulterior (E. Vespremeanu, 1973). După 1995 am efectuat observații noi și măsurători în toate subunitățile de relief ale Munților Măcin. Rezultatele acestor cercetări, la care se adaugă datele recente geofizice, geologice și de foraj (L. Ionesi, 1994; M. Săndulescu, 2000; J.C. Hippolyte, 2002), ne-au condus la concluzii care infirmă prezența în Munții Măcin a proceselor morfogenetice de nivelare ciclică în sensul davisian al conceptului și de pedimentare în sensul teoriei pediplanției.

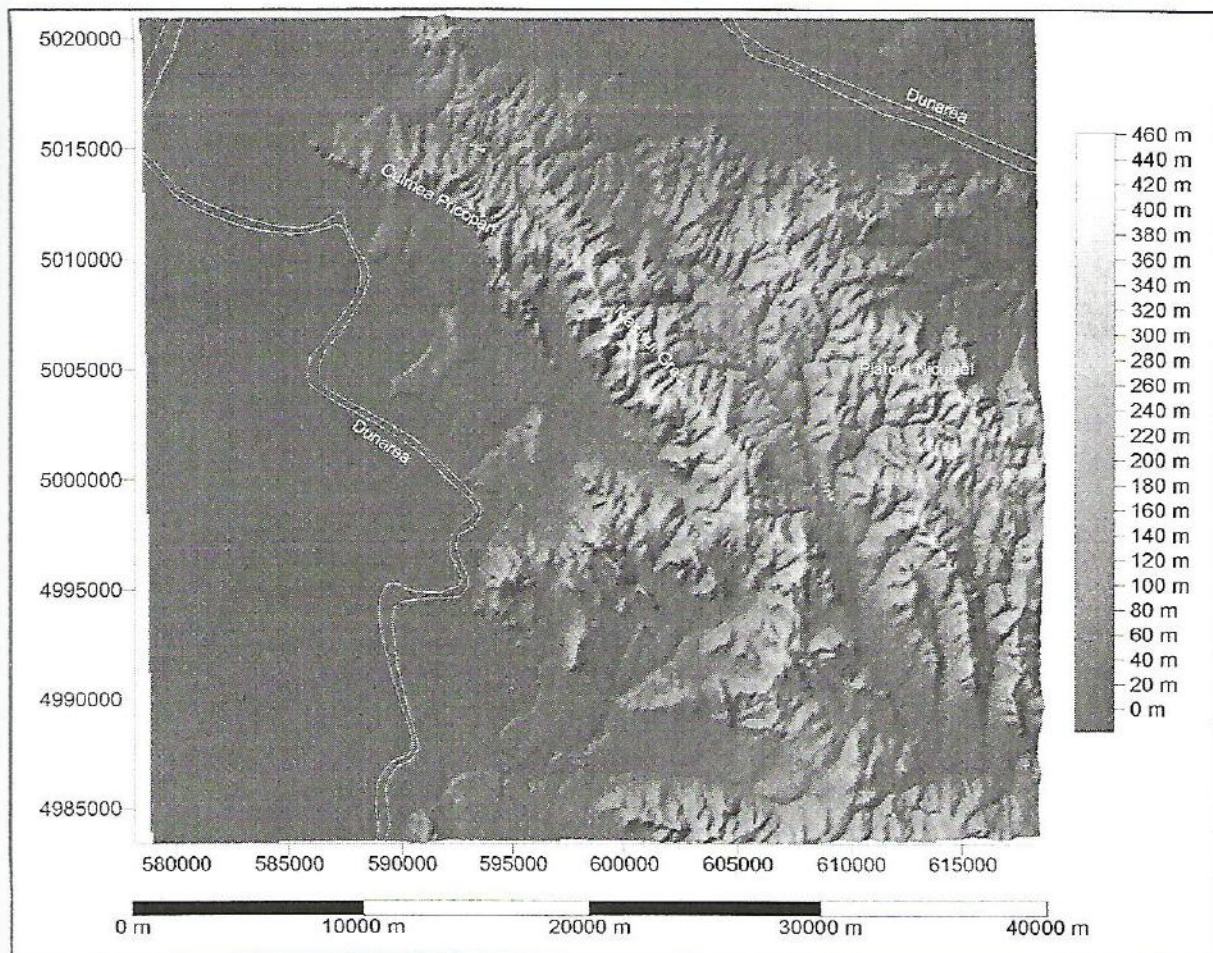


Fig. 2. Munții Măcin (imagine prelucrată de Șt. Constantinescu)

În consecință, considerăm că formele de planatie cvasiorizontale de pe culmi, prezente în relieful actual al Munților Măcin, au rezultat din procesele locale de evoluție a creștelor și versanților cu direcții, intensități și ritmuri diferite în funcție de loc sub controlul litologiei, structurii, tectonicii, climei și nivelului de bază. Formele de relief ușor înclinate care racordează baza versanților cu Lunca Dunării sunt exclusiv glacisuri dezvoltate pe loess, sub care se află un relief cu praguri și creste datorat stresurilor tectonice repetate, fără a prezenta urme ale unei planatii de tip pediment.

Scopul prezentei lucrări este nu numai de a analiza morfologia și originea suprafețelor de planatie din Munții Măcin, ci și de a deschide o discuție critică și liberă de orice tendință autoritaristă asupra evoluției reliefului și cronologiei denudației în diferitele regiuni ale României.

2. Specificul geomorfologic al Munților Măcin

2.1. Limite. Pe baza criteriilor morfometrice, morfografice, morfolitologice și morfotectonice delimităm Munții Măcin între câmpurile de glacis și lunca Dunării la vest și V. Luncavița-V. Taița, la est. Limita sudică se află pe Valea Iaila, la contactul cu Podișul Babadag, iar spre nord-vest culmile Orliga și Bugeac se „înfundă” în Lunca Dunării (fig. 1 și fig. 2).

Limitele sunt clare pe toate laturile datorită faliilor profunde și diferențelor petrografice și structurale. Contactul cu sedimentarul cretacic impune o limită evidentă spre Podișul Babadag. Falia Luncavița-Consul și contactul cu eruptivul diabazic pe care s-au grefat văile Luncavița și Taița, foarte largi și adânci, reprezintă o limită la fel de clară.

2.2. Specificul litologic și structural rezultat din tectogeneză. În cadrul orogenului

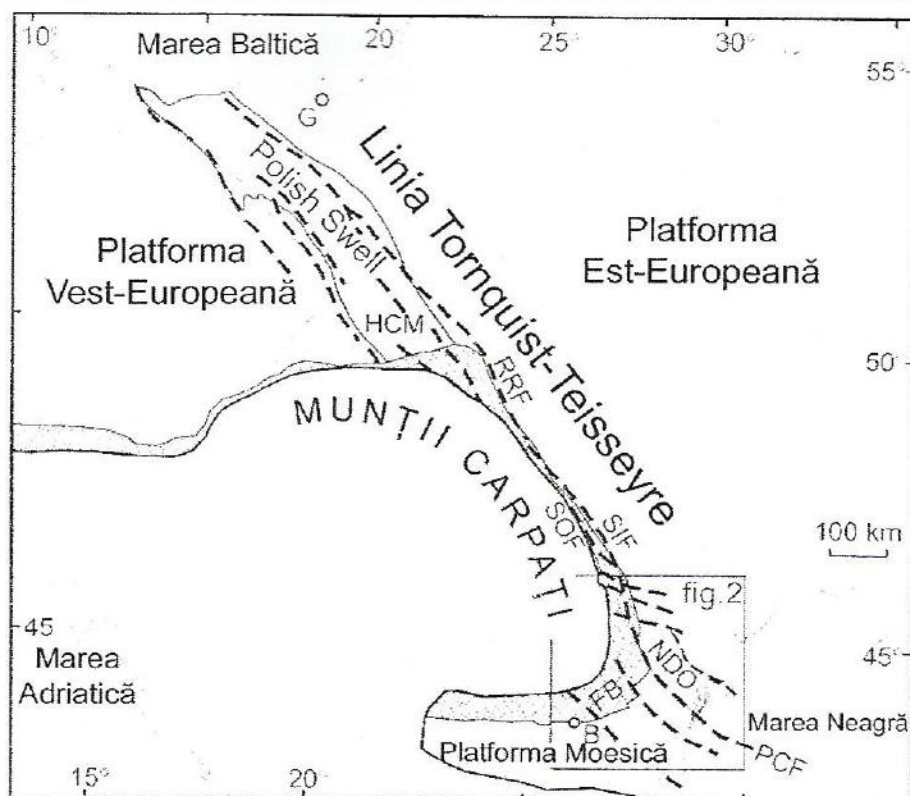


Fig. 3. Raporturile tectonice între orogenul Nord Dobrogean și principalele elemente tectonice din Europa Centrală (NDO, Orogenul Nord-Dobrogean; PCF, falia Peceneaga-Comana) (din J.C Hippolyte, 2002)

Nord-Dobrogean Munții Măcin reprezintă o unitate bine individualizată, alcătuită din două nuclee granitoide, alcaline (în Culmea Pricopan) și calcoalcaline (în Culmea Greci) puse în loc, sub forma lacolitelor, în timpul paleozoicului inferior. La acestea se adaugă mai multe culmi deluroase și inselberguri dezvoltate pe granite, pe cuarțite, pe amfibolite și micașturi, pe formațiunea de carapelit (K. Peters, 1864; R. Pascu, 1904; G. Murgoci, 1904; D. Rotman, 1912, 1913; D. Giușcă, 1933; O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1963; N. Oncescu, 1963; I. Atanasiu, 1940; V. Mutihac, L. Ionesi, 1974; L. Ionesi, 1994).

Munții Măcin, împreună cu restul orogenului Nord-Dobrogean, au fost afectați de activitatea tectonică intensă începută în Paleozoic pe linia Tornquist-Teisseyre care leagă Marea Neagră de Marea Baltică (fig. 3) și care a avut rol esențial în evoluția reliefului pe spații întinse în Europa (J.C. Hippolyte, 2002).

Două procese tectonice majore interesează analiza geomorfologică a Munților Măcin: (i) procesele de fractură desfășurate pe linia majoră de falie Peceneaga-Camena și în vecinătatea acesteia și (ii) procesele succesive de compresie și extensie care au afectat masivele nord-dobrogene.

Falia Peceneaga-Camena este o fractură profundă care se prelungește pe linia Tornquist-Teisseyre spre nord-vest la contactul dintre Platforma Est-Europeană și Carpați, iar spre sud-est până în partea centrală a bazinului Euxinic (J.C. Hippolyte, 2002) (fig. 4)). În apropierea acestei fracturi majore se află mai multe falii cu aceeași orientare, mai importante fiind falia Măcin-Valea Plopilor și falia Luncavița-Consul, pe aliniamentul căreia s-au adâncit văile Luncavița și Taița (fig. 5).

Faliile Peceneaga-Camena și Măcin-Valea Plopilor reprezintă limitele tectonice vestice ale Munților Măcin, spre sud-vest de acestea trecându-se la Platforma Valahă scufundată la

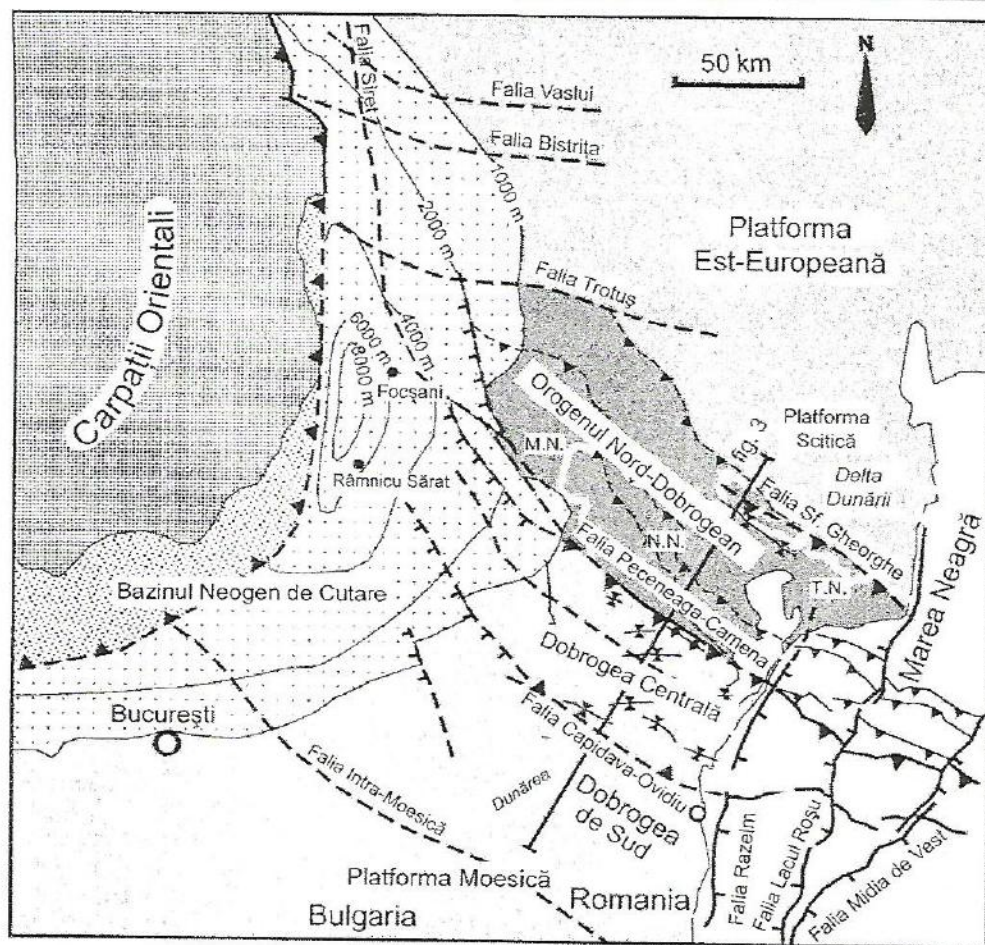


Fig. 4. Principalele elemente tectonice ale Dobrogei de Nord, situată între Carpații de Curbură și bazinul Mării Negre (din J.C. Hippolyte, 2002)

adâncimi de 400 m în apropierea Dunării și de peste 6000 m la Ghergheasca (L. Ionesi, 1994, p. 106-107). Aceste falii, active încă din Paleozoic, delimitează, în imediata apropiere a Munților Măcin, compartimente scufundate diferențiat ale Platformei Valahe, care au funcționat ca bazine de sedimentare în cea mai mare parte a mezozoicului, neozoicului și cuaternarului. Se exclude deci prezența unui relief de tip peripediment care să continue spre vest versantele Munților Măcin.

Munții Măcin, împreună cu restul orogenului Nord-Dobrogean a suferit, începând din Triasic, procese tectonice succesive de compresie și extensie (M. Săndulescu, 2000; J.C. Hippolyte, 2002) care, între altele, au ridicat stratele masivelor granitice până la verticală, contribuind, în același timp, la dezvoltarea unui sistem de diaclaze și fisuri foarte bogat (fig. 6). Acestea, împreună cu diferențierile desfășurate în timpul răcirii magmelor, influențează în foarte mare măsură morfografia reliefului actual, ca și procesele de meteorizație dezvoltate pe acest relief.

2.3. **Specificul morfologic.** Deși cercetată de un număr relativ mare de geologi și geografi, constatăm și în prezent folosirea neconsecventă a oronimelor și lipsa de preocupare pentru o regionare geomorfologică a Munților Măcin. Astfel, atât pe diverse hărți, cât și în lucrări geografice și geologice oronimul *Munții Măcin* este considerat sinonim cu cel de *Munții Pricopan*, ceea ce creează confuzii. De asemenea observăm frecvent încadrarea la Munții Măcin numai a celor două culmi principale: Pricopan-Orliga și Greci-Bugeac. Remarcăm o singură preocupare serioasă pentru individualizarea de subunități de relief în cadrul Munților Măcin (N. Oncescu, 1963), care rămâne, din păcate, singulară și fără implicații ulterioare.

Prezentăm mai jos următoarele subunități

Prezentăm mai jos următoarele subunități

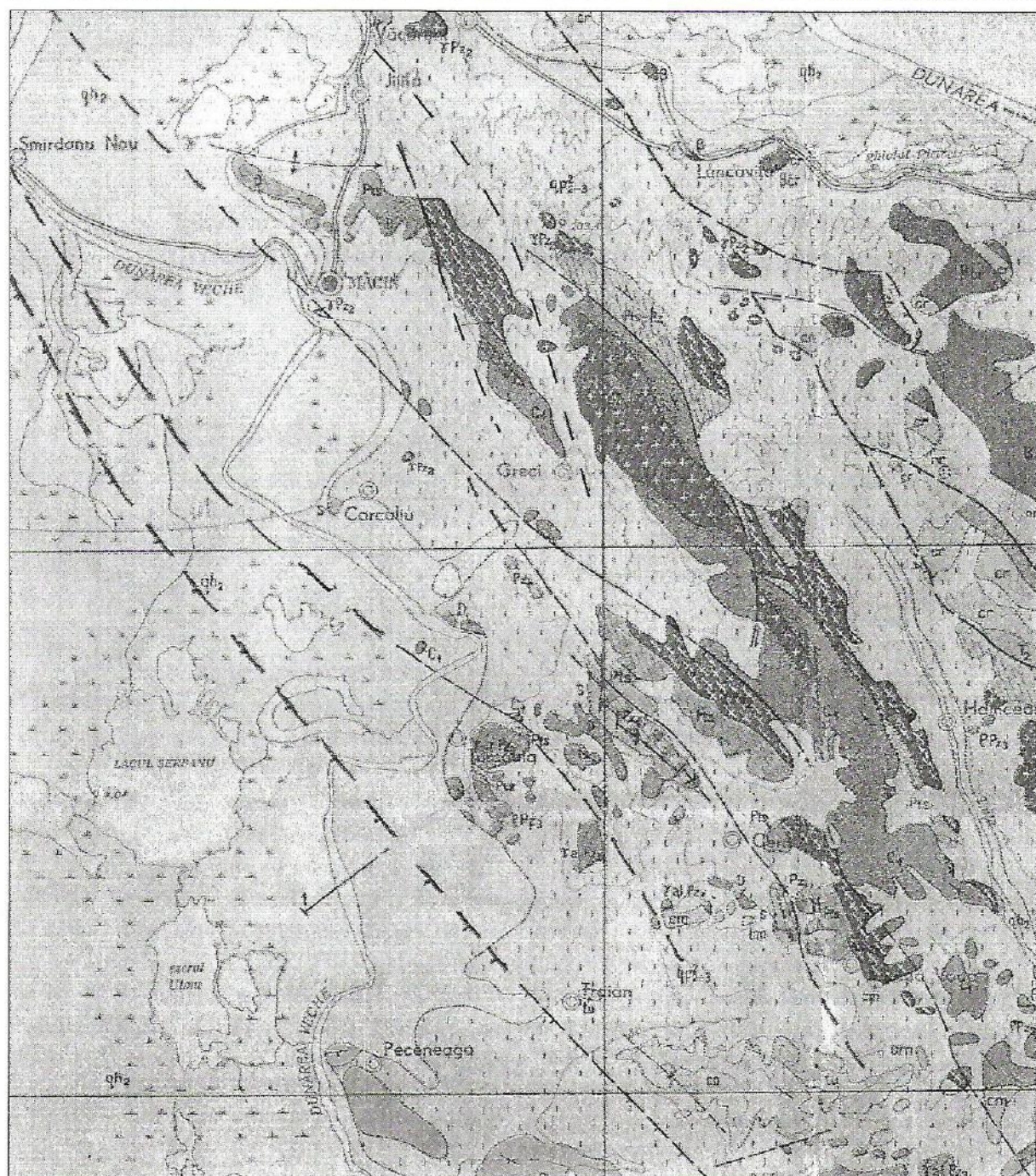


Fig. 5. Structura și tectonica Dobrogei de Nord-vest (după Asociația Geologică Carpatao-Balcanică, Ghidul excursiilor, harta geologică, Comitetul Geologic, București, 1961)

de relief în cadrul Munților Măcin, toate dezvoltate pe orogenul nord-dobrogean și delimitate de falii.

Culmea Pricopan care se prezintă ca o creastă ascuțită, situată între falia Jijila-Greci pe care s-au instalat văile Jijila și Greci și falia vestică, spre Lunca Dunării, pe care s-au dezvoltat versantele vestice ale Culmii Pricopan.

Lungimea Culmii Pricopan este de 12,2 km, lățimea maximă de 0,7 km, lățimea medie de 0,320 km, lățimea minimă 0,150 km, suprafața totală a crestei 169 ha. Relieful Culmii Pricopan se dezvoltă pe granite gneissice macrogranulare cu biotit, cu intercalații de diabaze, porfire, diorite, gabrouri. Marginal, în unele sectoare, apar corneenele mult mai puțin re-

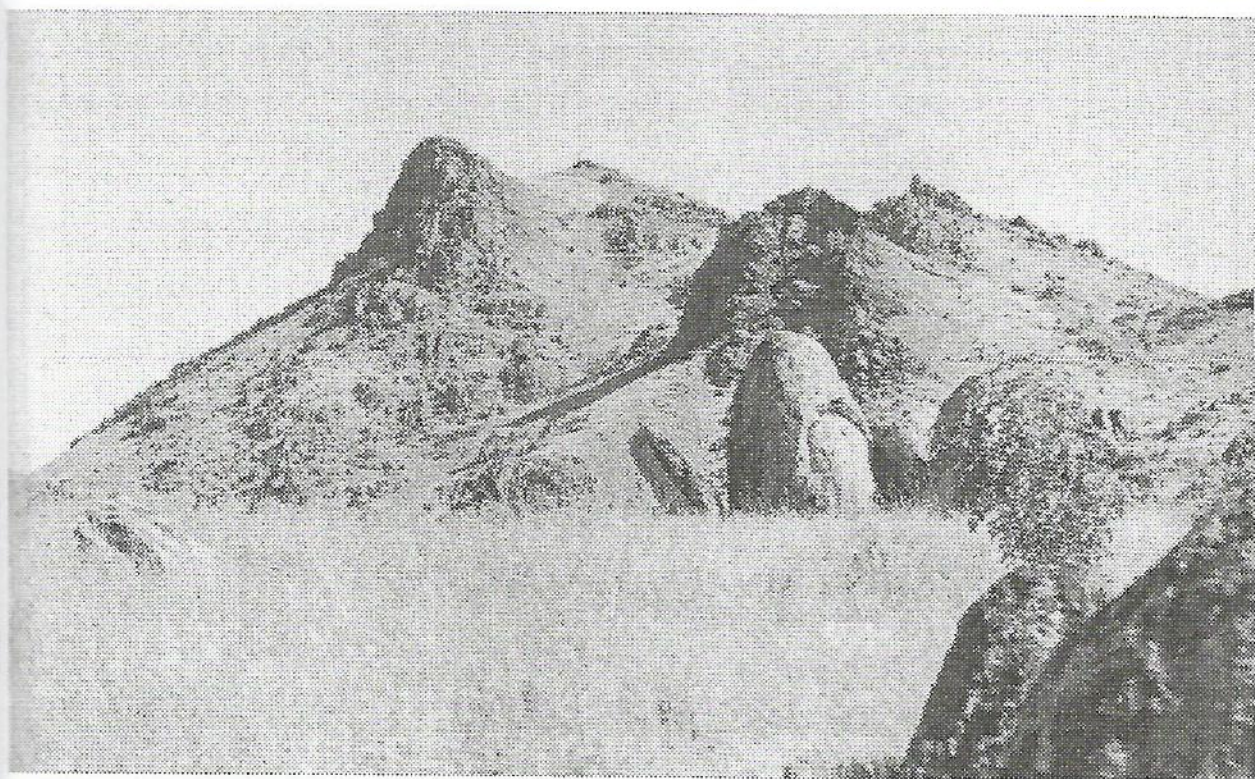


Fig. 6. Strate ridicate aproape de verticală în Culmea Pricopan

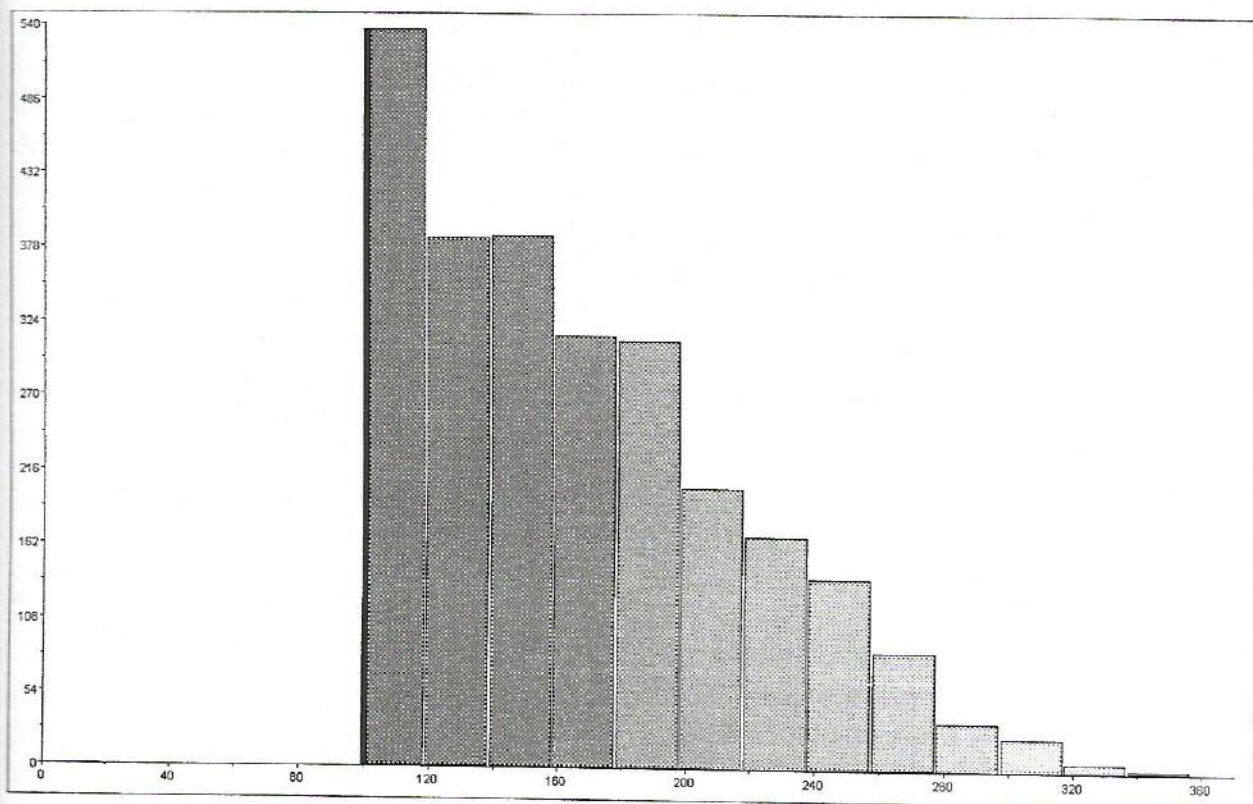


Fig. 7. Histograma distribuției altitudinilor în Culmea Pricopan

zistente la eroziune. Această litologie a favorizat procesele de meteorizație și eroziune de cele mai diferite tipuri în timp foarte îndelungat (sute de milioane de ani) astfel că altitudi-

nile maxime variază între 350 și 370 m, iar distribuția altitudinilor peste 100 m este specifică (fig. 7). Morfologia de detaliu este impusă de procesele de meteorizație, foarte acti-

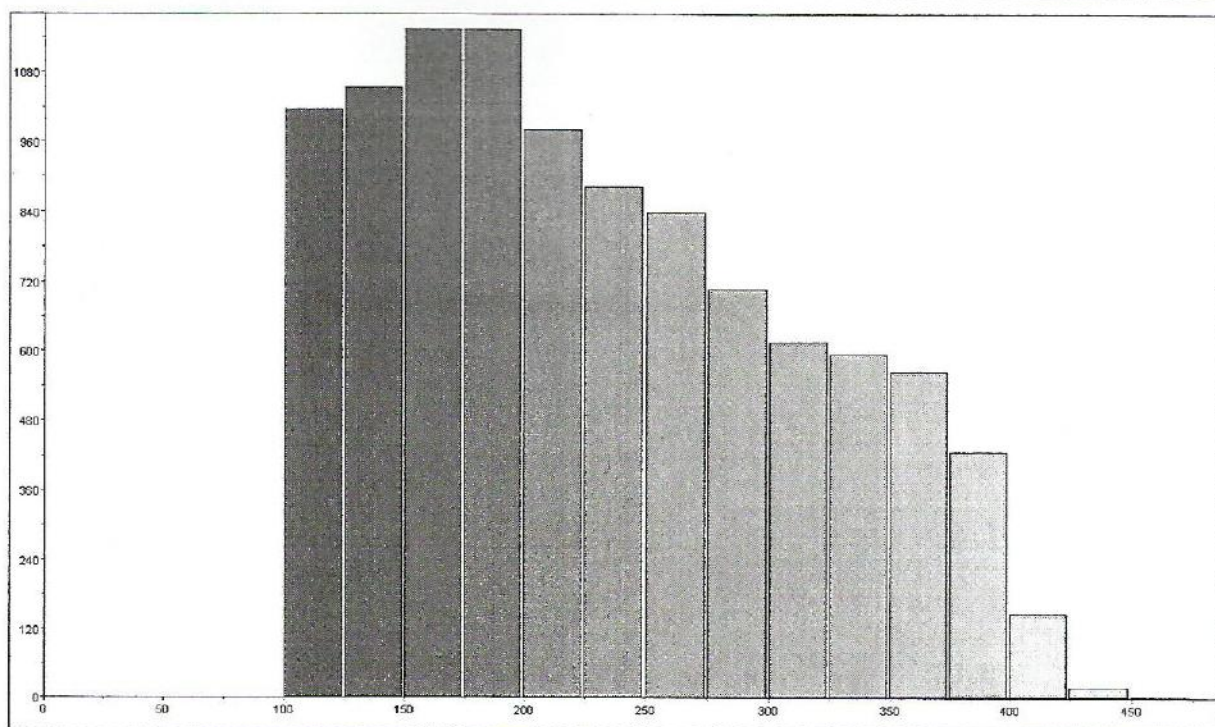


Fig. 8. Histograma distribuției altitudinilor în Culmea Greci

ve în anumite perioade, datorită structurii intime a granitului gneissic foarte vulnerabil la alterare și dezagregare.

Culmea Greci, mult mai masivă, este situată între Valea Jijila-Valea Greci și apoi pe Valea Plopilor (prelungirea liniei de falie menționată mai sus) spre vest și Valea Luncavița-Valea Taița, dezvoltate pe linia de falie Luncavița-Consul, spre est. Lungimea culmii Greci este de 15,5 km, lățimea maximă de 3 km, lățimea medie de 1,7 km, lățimea minimă de 0,750 m, iar suprafața totală a crestei este de 1906 ha. Altitudinile maxime sunt de 467,3 m în Vârful Ghiunațu și 441,5 m în Vârful Tuțuiau. Distribuția altitudinilor de peste 100 m diferă de Culmea Pricopan (fig. 8). Masivitatea mult mai mare în comparație cu Culmea Pricopan și morfologia de detaliu sunt influențate hotărâtor de litologie și structură. Cea mai mare parte a Culmii Greci este un lacolit înconjurat de roce sedimentare devoniene metamorfozate ulterior (corneene și formațiunea de Carapelit). Specificul Culmii Greci este impus de granitul de Greci, un granit amfibolic, microgranular, foarte dur și rezistent la eroziune. Apar și intercalații cu gabrouri, granodiorite și tonalite. În sectoarele marginale

se dezvoltă un brâu de roce metamorfice reprezentate prin corneene și formațiunea de carapelit, mult mai vulnerabile la eroziune.

Dealurile Cernei, situate în jurul depresiunii cu același nume sunt Dealul Bujoarele (161 m), D. Priopcea (409,5 m), D. Megina (280 m) și D. Arheziu (313,3 m), pe latura nordică a depresiunii Cerna, Dealul lui David (376,6 m), D. Vinului (353 m) și D. Carapcea (343,1 m), pe latura estică și Colinele Dălchii (259,9 m) pe latura sudică. Majoritatea sunt inselberguri dezvoltate pe cuarțite, micașturi, filite, precum și pe formațiunea de Crapelit și corneene. La acestea se adaugă inselbergul Iacobdeal (341 m), dezvoltat pe granite de Turcoaia și pe riolite.

Culmea Orliga, situată în prelungirea Culmii Pricopan spre nord-vest, este dezvoltată pe cuarțite care impun un relief colinar rotunjit, cu altitudinea maximă de 110 m, complet diferit de cel al Culmii Pricopan.

Culmea Bugeac situată în continuarea Culmii Greci spre nord-vest, dezvoltată pe filite și cuarțite silurine, cu intercalații granitice, prezintă același relief rotunjit. Altitudinile variază între 72 m în Vf. Bugeac, 142 m în Vf. Mare și 167,5 m în D. Văcăreni.

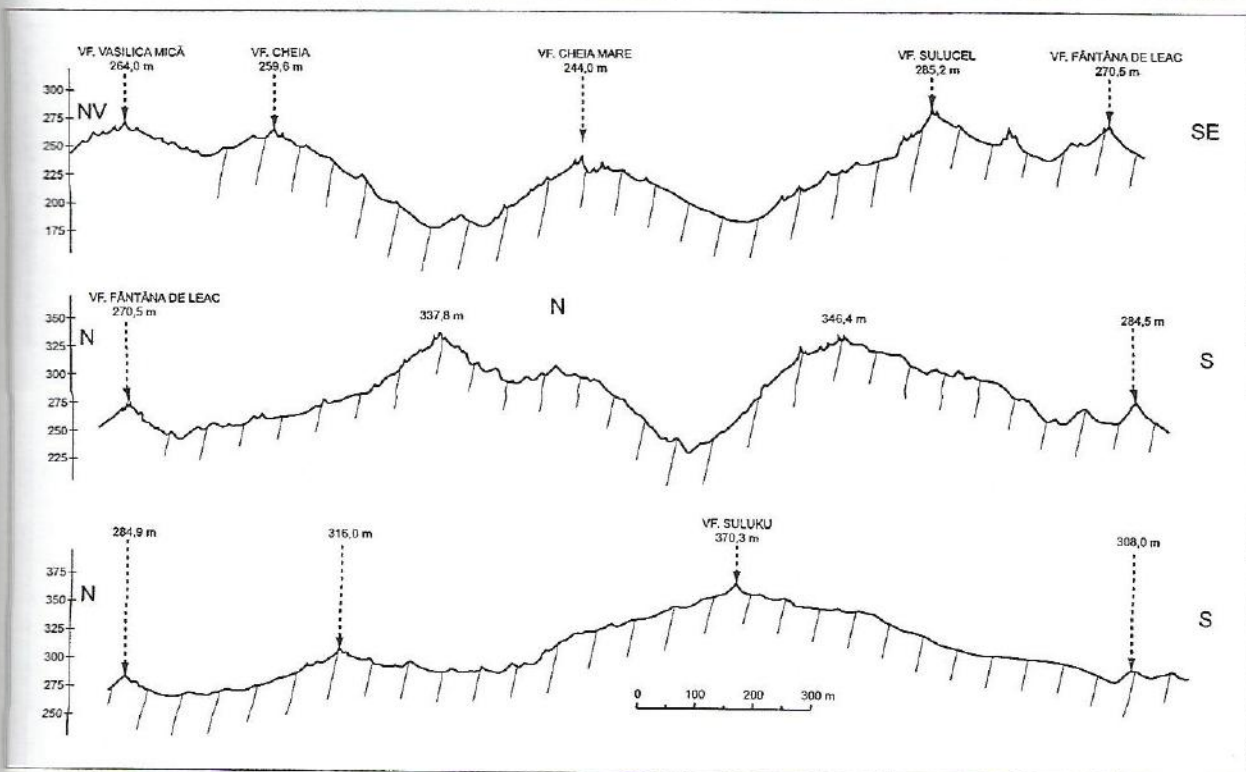


Fig. 9. Profile longitudinale de creastă pe Culmea Pricopan

Câmpurile de contact cu Lunca Dunării sunt din punct de vedere genetic glacisuri largi care continuă culmile montane, bordează inselbergurile sau se află la partea inferioară a versanților văilor largi, cum sunt V. Dumbrava și V. Plopilor.

Morfologia reliefului Munților Măcin relevă clar relația strânsă cu litologia, cu structura și cu tectonica. Putem vorbi astfel de un relief petrografic, structural și tectonic și nu de un relief încadrat în anumite modele de planaj generală.

3. Formele de planaj prezente în relieful actual al Munților Măcin

3.1. Forme de creastă. Cartările efectuate pe teren și profilurile geomorfologice ridicate pe hărți la scara 1:5 000 și 1:25 000 relevă trăsături geomorfologice specifice creștelor culmilor Pricopan și Greci, mai ales în funcție de masivitate și de rocă.

Culmea Pricopan cu extensiune redusă, așa cum s-a arătat mai sus, prezintă o creastă ascuțită dezvoltată pe granitul gneissic de Pricopan foarte vulnerabil la meteorizație. Profi-

lul longitudinal de creastă (fig. 9) ridicat la scara 1:5 000 între Vf. Vasilica Mică (264,0 m) și Vf. Suluku (370,3 m), la sud, relevă caracterul general zimțat, al creștei, cu opt vârfuri principale, pe care se află numeroase microforme de meteorizație: blocuri, ace, torsuri, bornhardturi. Nicăieri nu apare unul sau mai multe niveluri de planaj care să se integreze în modelul general al suprafețelor de planaj din Dobrogea de Nord. Aria totală a creștei Culmii Pricopan este de 168,75 ha, din care suprafața reliefului cvasiorizontal este de 23,65 ha, ceea ce reprezintă 14% din totalul ariei creștei. Analiza distribuției altitudinale a formelor de relief cvasiorizontale (tabel 1) relevă poziția acestora predominant la altitudinile de 150–210 m (66% din total), mai ales pe corneene.

Formele cvasiorizontale de la 250–310 m reprezintă 20% din total. Majoritatea suprafețelor cvasiorizontale au originea în extensiunea laterală a înșeuărilor și în evoluția versanților bornhardturilor de pe cele opt vârfuri principale ale creștei.

Nr. crt.	Clasa altitudinală a formei de relief cvasio- rizontală (m)	Suprafața (ha)	Frecvența %	Ponderea față de suprafața totală a crestei (ha)
1	150-210	15,650	66	9
2	210-250	1,372	6	1
3	250-310	4,687	20	3
4	310-370,5	2,225	8	1
5	150-370,5	23,650	100	14

Tabel 1. Distribuția altitudinală a formelor de relief cvasiorizontale pe creasta culmii Pricopan

Nr. crt.	Clasa altitudinală a formei de relief cvasio- rizontală (m)	Suprafața (ha)	Frecvența%	Ponderea față de suprafața totală a crestei (ha)
1	150-200	42	13	2,20
2	200-250	77	25	4,01
3	250-300	91	29	4,53
4	300-350	92	30	4,57
5	350-400	6	2	0,60
6	400-467,5	2	1	0,10
7	150-467,5	310	100	16,00

Tabel 2. Distribuția altitudinală a formelor de relief cvasiorizontale pe creasta culmii Greci

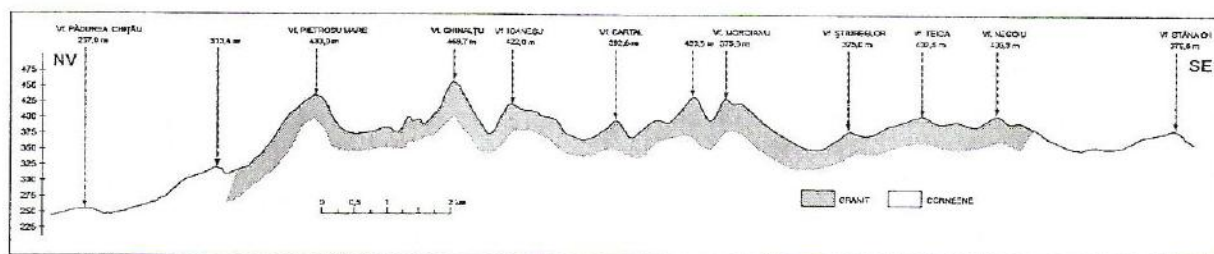


Fig. 10. Profil longitudinal de creastă pe Culmea Greci

Culmea Greci care are o extensiune și o masivitate mai mare decât Culmea Pricopan, după cum s-a arătat mai sus se dezvoltă, în cea mai mare parte, pe granitul amfibolic microgranular de Greci, mai dur decât cel de Pricopan. Nucleul granitic este înconjurat de corneene, roci puțin rezistente la eroziune. Rolul petrografiei este evident: relieful crestei situat altitudinal la peste 325 m se dezvoltă pe granite, iar restul, situat între 150 și 325 m se dezvoltă pe corneene. Profilul longitudinal pe creasta principală, ridicat la scara 1:25 000 între Vf. Pădurea Chișău (267,0 m) în nord-vest și Vf. Dealul Stăna Oii (376,6 m) situat în partea sud-estică (fig. 10) relevă același caracter general zimțat ca la Creasta Pricopan, dar cu mult mai puține microforme de meteorizație. Aria totală a crestei Culmii

Greci este de 168,75 ha, din care suprafața reliefului cvasiorizontal este de 23,75 ha, ceea ce reprezintă 14% din totalul ariei crestei. Distribuția altitudinală a formelor de relief cvasiorizontale (tabel 2) relevă poziția acestora predominant la altitudinile de 150-190 m (74% din total), pe corneene. Formele cvasiorizontale de la 230-310 m reprezintă 26% din total, majoritatea se dezvoltându-se tot pe corneene.

Rolul petrografiei este evident: cea mai mare parte a reliefului cvasiorizointal de pe creasta culmii Greci se dezvoltă pe corneene prin extensiunea laterală a înșeuărilor. Formele cvasiorizontale dezvoltate pe granite, la peste 350 m, sunt rare (numai 3% din total) și rezultă din evoluția laterală a versanțelor bornhardturilor.

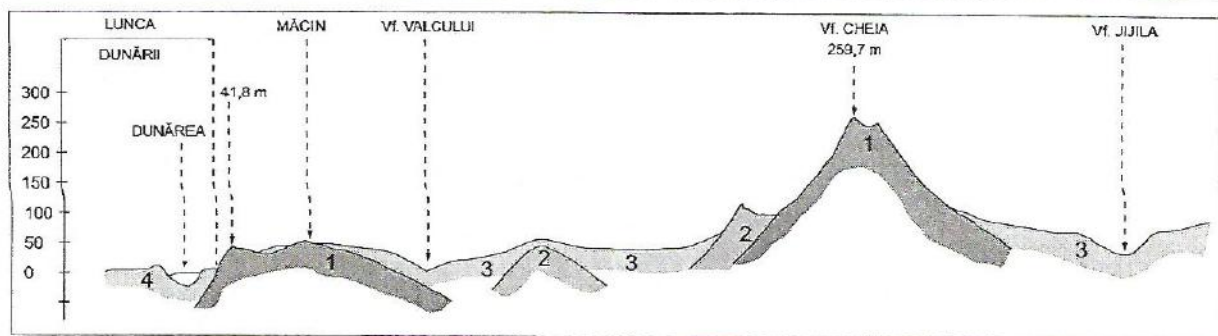


Fig. 11. Profil transversal peste Culmea Pricopan pe aliniamentul orașului Măcin. Legenda: 1. granit de Pricopan; 2. corneene; 3. loess în amestec cu fragmente colțuroase de granit și corneene; 4. depozite de luncă (geologia după hărțile Institutului Geologic)

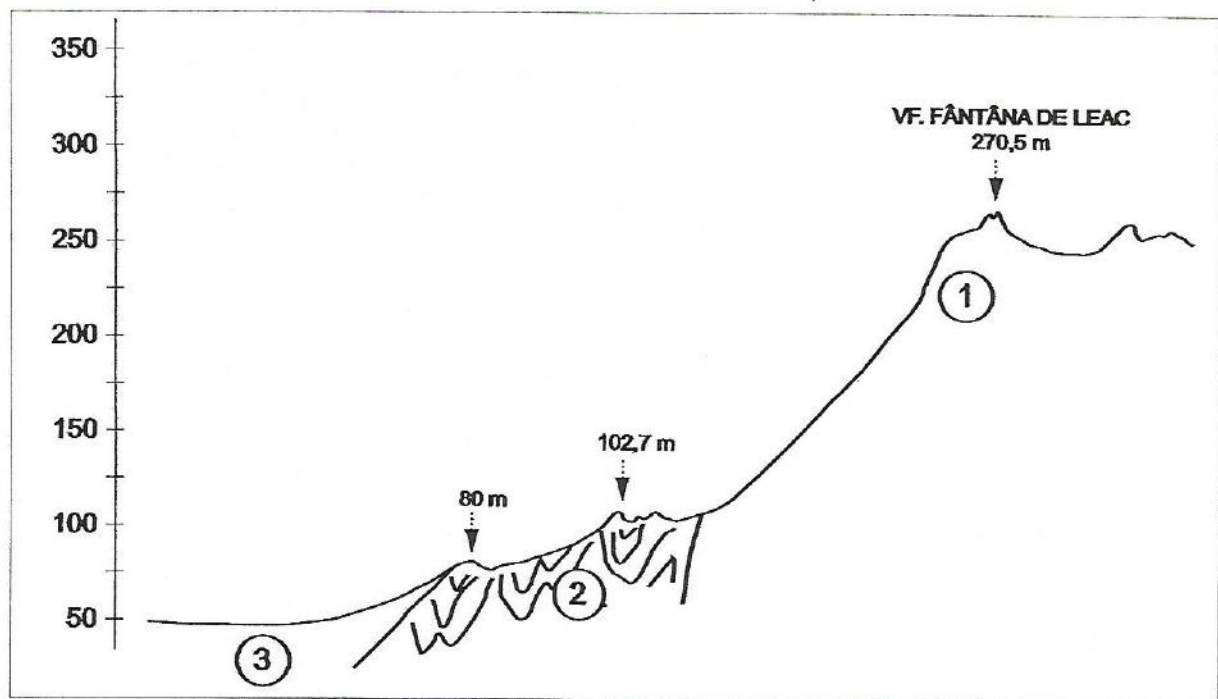


Fig. 12. Profil transversal pe aliniamentul Vf. Fântâna de Leac (270,5 m). Legenda: 1. granit de Pricopan; 2. corneene; 3. loess în amestec cu fragmente colțuroase de granit și corneene (geologia după hărțile Institutului Geologic).

3.2. Forme de versant și de racord cu regiunile învecinate. Creasta culmii Pricopan se racordează cu câmpurile alăturate, prin versante abrupte, pietroase, continuate cu glacisuri până la muchia abruptului dezvoltat pe loess spre Lunca Dunării. Mai multe profile transversale relevă structura geomorfologică a reliefului:

Profilul transversal ridicat pe aliniamentul orașului Măcin (fig. 11) indică poziția crestei cu Vf. Cheia (259,6 m) sub care se află versantul abrupt cu numeroase microforme de meteorizare întrerupt de un prag dezvoltat pe corneene. Spre Dunăre versantul se continuă cu glacisuri largi care înclină în direcții diver-

gente în funcție de prezența celor două inselberguri, primul înhumat, al doilea pe care se află construit orașul Măcin. Rolul petrografiei este evident. Stratul de loess are grosimi foarte diferite, forajele pentru alimentare cu apă, ca și cele pentru fântâni trecând, în mai multe locuri până la adâncimi de peste 60 m, prin loess amestecat cu fragmente grosiere colțuroase de granit și corneene, fără a intercepta roca dură. Este evident că nu poate fi vorba de un pediment fosilizat de cuvertura de loess, ci de un relief tectonizat, heterogen, cu inselberguri și praguri.

Profilul transversal ridicat pe aliniamentul Vf. Fântâna de Leac (270,5 m) indică aceeași



Fig. 13. Versantul de sub Vf. Fântâna de Leac și glacisurile loessoide alăturate. La trecerea dintre versantul pietros și glacis, scurgerea se concentrează cu formarea organismelor torențiale de diferite dimensiuni (foto E. Vespremeanu, iunie 1962)

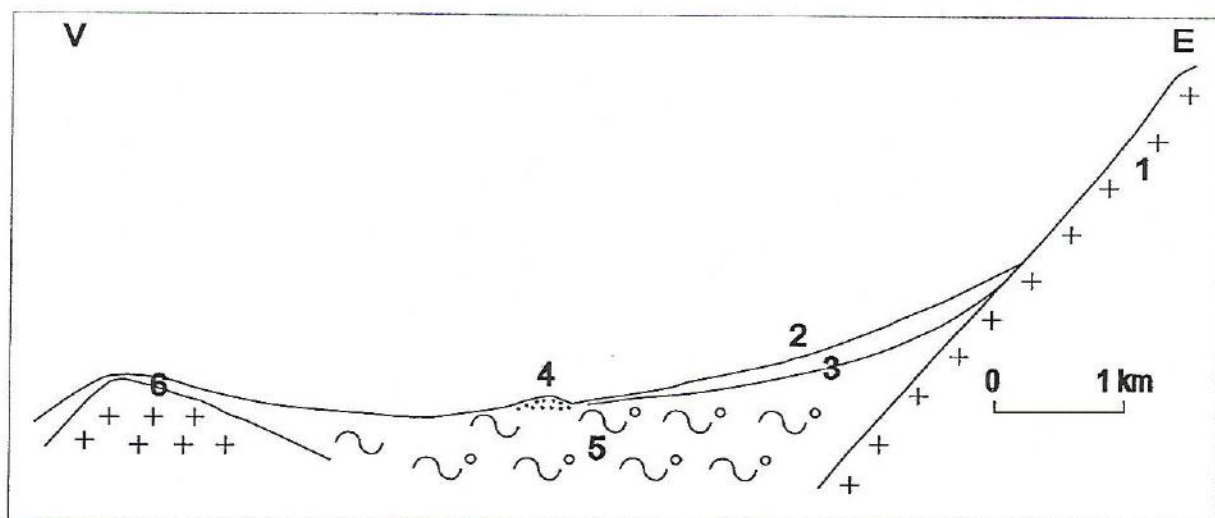


Fig. 14. Profil schematic pe versantul Fântâna de Leac. Legenda: 1. versantul granitic; 2. glacisul loessoid; 3. profilul longitudinal al torentului adâncit; 4. con de dejecție; 5. loess în amestec cu fragmente colțuroase de granit și corneene; 6. iselberg înhumat (geologia după hărțile Institutului Geologic)

structură generală a reliefului (fig. 12), cu versantul abrupt dezvoltat pe granitul de Pricopan, continuat cu două praguri, la 102,7 m și la 80 m, pe corneene și apoi cu glacisul loessoid. La contactul dintre versantul pietros și glacisul loessoid scurgerea în pânză se concentrează în câteva sectoare cu formarea unor organisme torențiale de felul celor din fotografia alăturată (fig. 13). Aceste organisme torențiale se adâncesc în apropierea schimbă-

rii de pantă și apoi debușează pe glacis cu conuri de dejecție mici (fig. 14).

Profilul transversal ridicat la sud de Fântâna de Leac, pe aliniamentul vârfului cu cota 337,8 m (fig. 15) indică o altă stare specifică Culmii Pricopan. Versantul prezintă o suprafață cvasiorizontală, ca un prag, la altitudinea de 220–235 m, dezvoltată pe granit de Pricopan la contactul cu un filon din pegmatite, mult mai dure. Apoi versantul se continuă cu

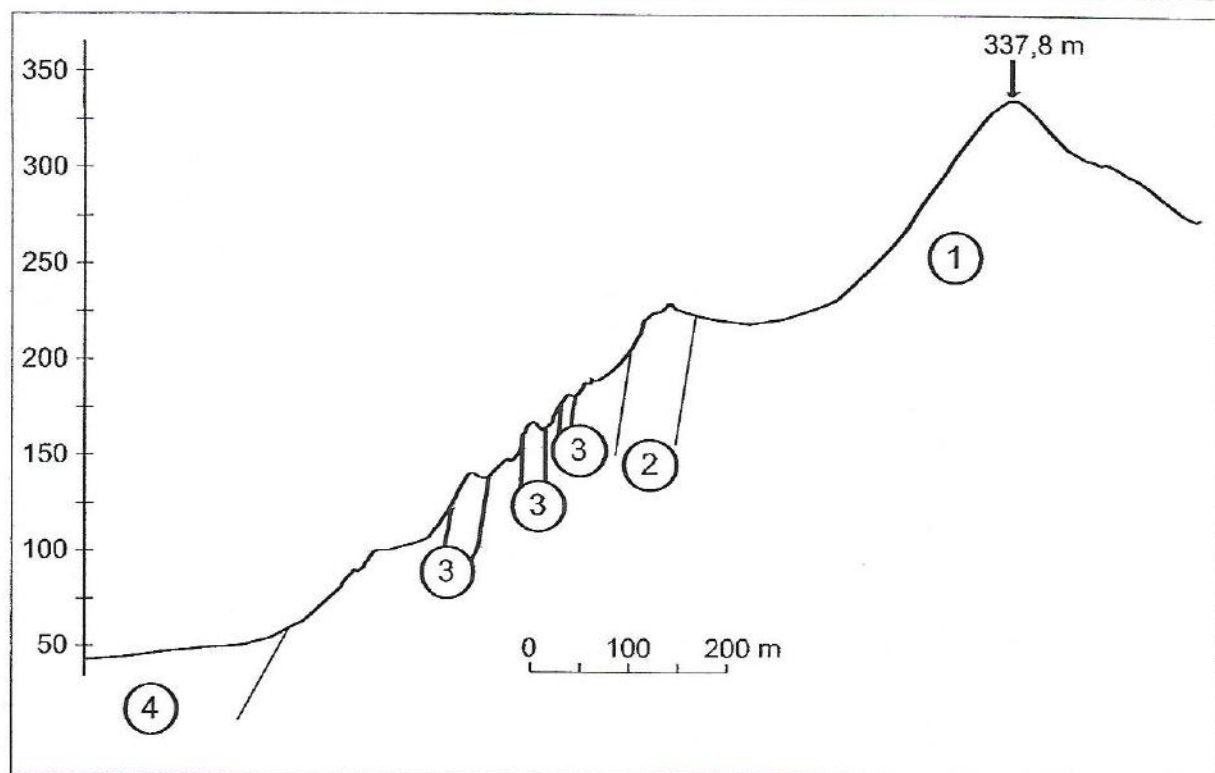


Fig. 15. Profil transversal pe Culmea Pricopan pe aliniamentul cotei 337,8 m. Legendă: 1. granit de Pricopan; 2. pegmatite; 3. diabaze; 4. loess în amestec cu fragmente colțuroase din granit (geologia după hărțile Institutului Geologic)

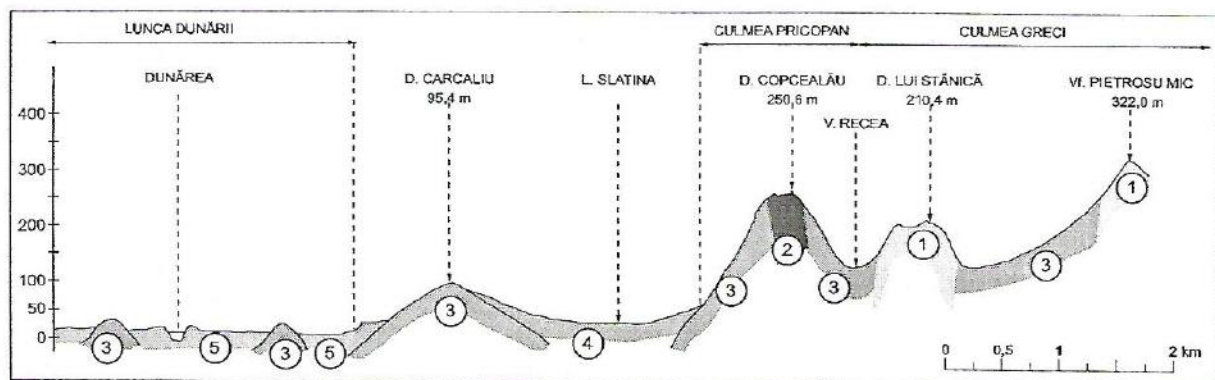


Fig. 16. Profil transversal pe aliniamentul D. Carcaliu (95,4 m). Legenda: 1. granit de Greci; 2. diorite și gabrouri; 3. corneene; 4. loess amestecat cu fragmente de corneene, diorite și gabrouri; 5. depozite de luncă (geologia după hărțile Institutului Geologic)

3–4 torsuri formate pe diabaze. Și în acest sector al Culmii Pricopan este evident rolul petrografiei în morfologia versantului.

Profilul transversal pe Culmea Pricopan ridicat pe aliniamentul D. Carcaliu (95,4 m) indică clar rolul petrografiei în structura reliefului culmilor Pricopan și Greci, precum și a contactului acestora cu regiunile învecinate (fig. 16). Menționăm grosimea mare (peste 50 m) a stratului de loess în amestec cu fragmente colțuroase corneene, diorite și gabrouri.

Profilul transversal ridicat pe aliniamentul Vf. Sulucel (277,4 m) indică aceleași condiționări morfologice impuse de petrografie (fig. 17).

Profilele transversale de mai sus exprimă trăsăturile principale ale versantelor vestice ale Culmii Pricopan și contactul acestora cu Lunca Dunării, prezentate și pe harta alăturată (fig. 18): versante abrupte dezvoltate pe granite, versante mai puțin abrupte cu 2, 3 sau 4 praguri dezvoltate pe corneene, foarte nu-

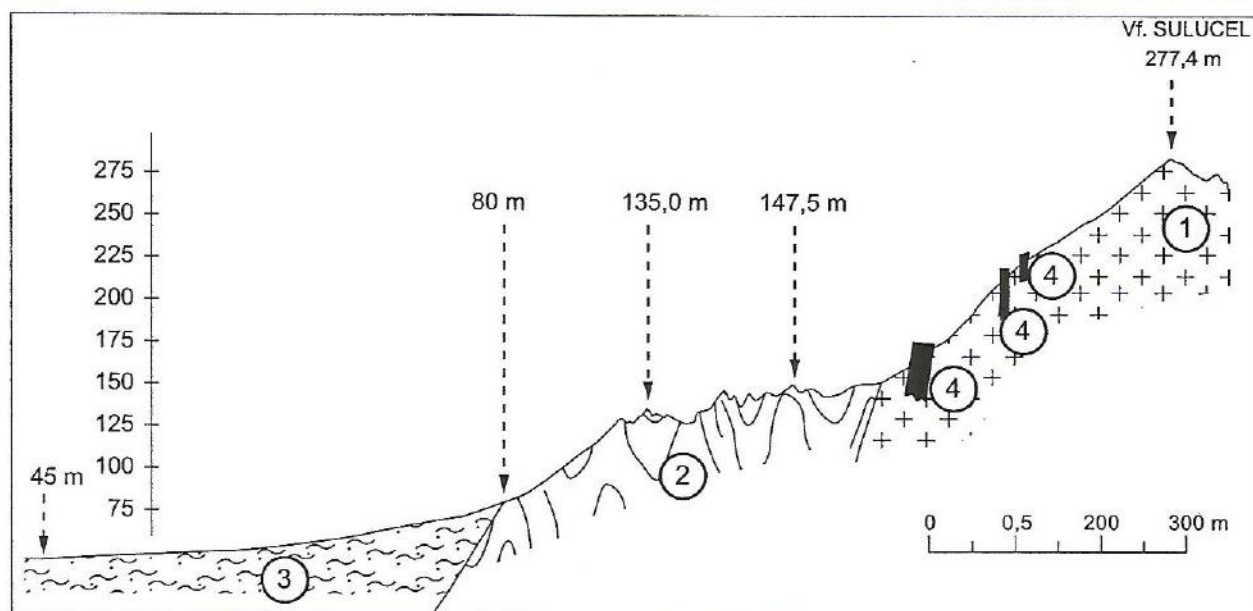


Fig. 17. Profil transversal pe Culmea Pricopan pe aliniamentul Vf. Sulucel (277,4 m). Legendă: 1. granit de Pricopan; 2. corneene; 3. loess în amestec cu fragmente colțuroase de granit și corneene 4. filoane de diabaz care proeminează în relief ca torsuri (geologia după hărțile Institutului Geologic)

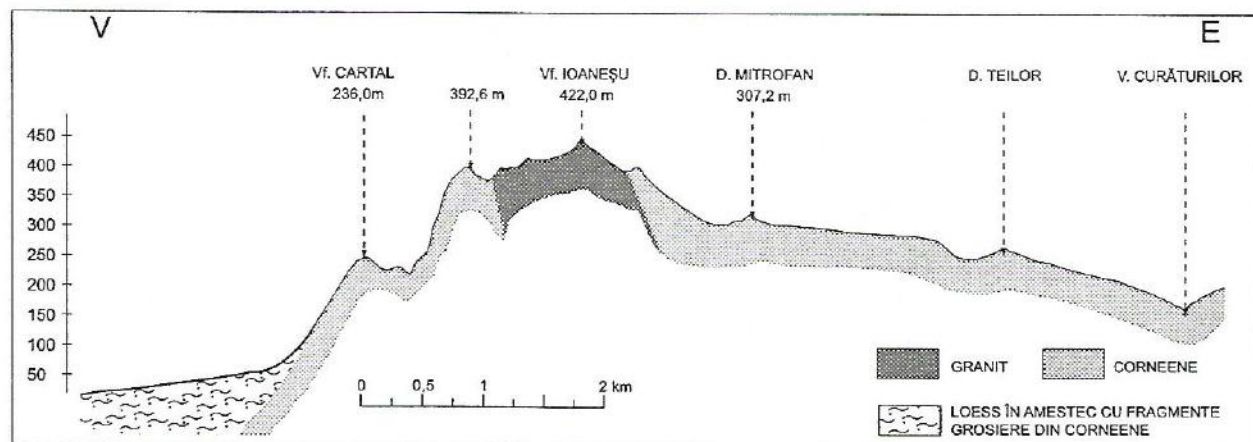


Fig. 19. Profil transversal peste Culmea Greci pe aliniamentul Vf. Ioaneșu (422,0 m). Legendă: 1. granit de Greci; 2. corneene; 3. loess în amestec cu fragmente colțuroase de corneene și granit (geologia după hărțile Institutului Geologic)

meroase forme de meteorizare, continuarea acestor versante cu glacisuri loessoide care juxtapun cu glacisurile din jurul inselbergurilor. Contactul cu Lunca Dunării se face prin abrupturi dezvoltate pe loess cu înălțimea de 15–20 m. Forajele executate pe glacisurile loessoide relevă grosimea de peste 50 m a cuverturii de loess și inexistența unor pedimente sub aceste depozite.

Creasta culmii Greci se racordează cu regiunile învecinate prin versante pietroase continuate prin glacisuri loessoide, după același model general observat mai sus la Cul-

mea Pricopan. Două profil transversale relevă aceste trăsături:

Profilul ridicat pe aliniamentul Vf. Ioaneșu (422, m) între Valea Curături, afluent al V. Taița și Valea Teilor, prezintă clar trăsăturile celor două versante ale Culmii Greci (fig. 19): (i) versantul estic, spre V. Curături, dezvoltat pe corneene, înclină ușor spre baza de eroziune situată la 160 m; (ii) partea centrală cu altitudinea maximă înregistrată pe Vf. Ioaneșu, se dezvoltă pe granitul amfibolic de Greci, foarte dur; (iii) versantul vestic mult mai abrupt, datorită bazei de eroziune situată la

10–15 m, se continuă, spre Valea Plopilor, cu glacisuri loessoide tipice (fig. 20 și 21).

Profilul ridicat între Vf. Moroianu (433,5 m) peste Valea Teilor și peste inselbergurile care se înșiră spre Dunăre (fig. 22) relevă același rol important al petrografiei, tecto-

niciei și evoluției locale a versantelor. V. Plopilor se află pe o linie de falie, relieful purtând evident amprenta tectonizării, colinele D. Mariei apărând ca un horst de dimensiuni mici. Cele două versante ale V. Plopilor au evoluat normal, iar după depunerea loessu-

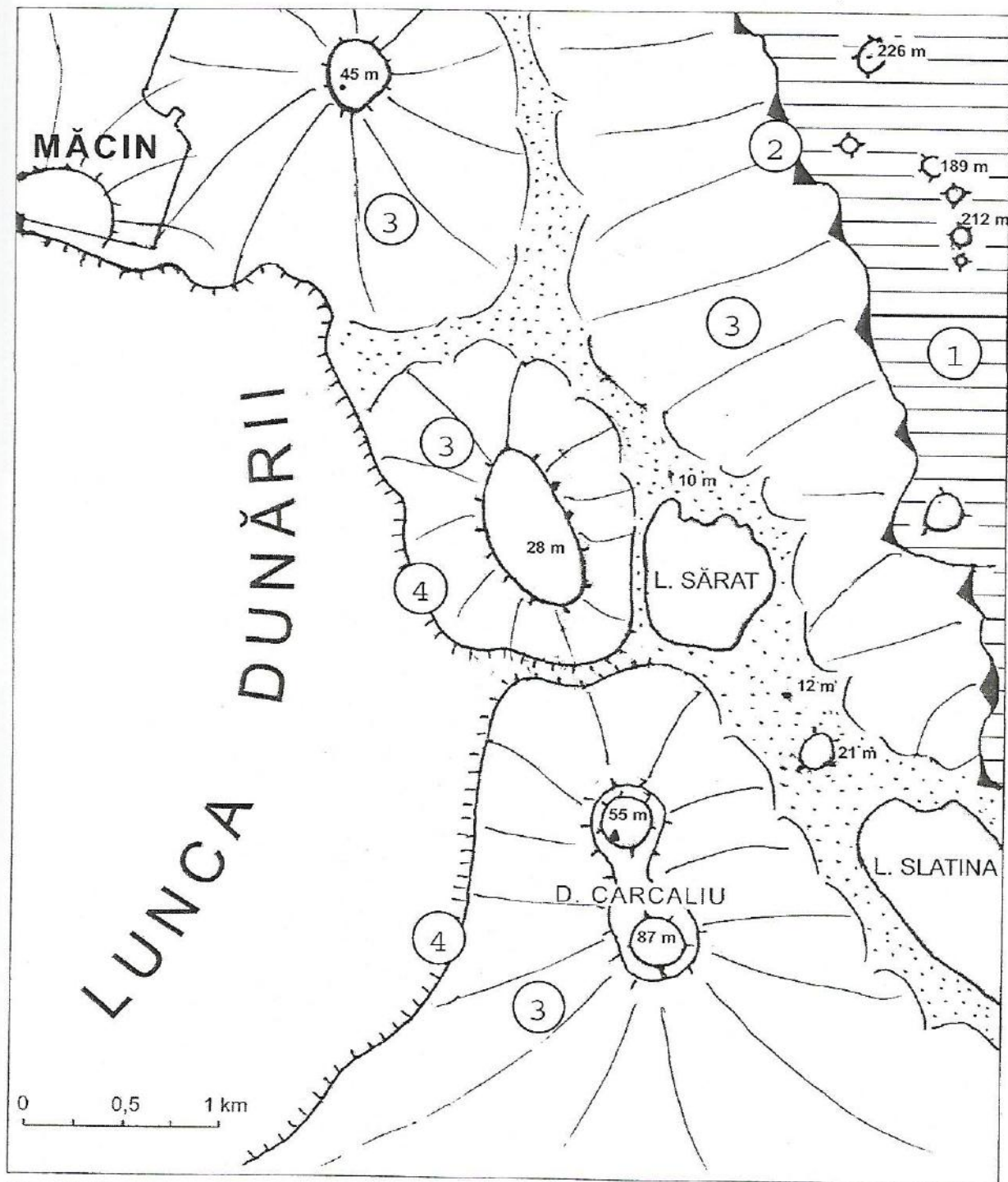


Fig. 18. Harta geomorfologică a regiunii de contact între versantele vestice ale culmii Pricopan și Lunca Dunării. Legenda: 1. versantele vestice ale culmii Pricopan; 2. limita inferioară a versantelor pietroase; 3. glacisuri loessoide; 4. abrupt pe loess spre Lunca Dunării.



Fig. 20 Colinele D. Mariei și glacisurile loessoide largi dezvoltate la bază (foto E. Vespremeanu, iulie 2003)

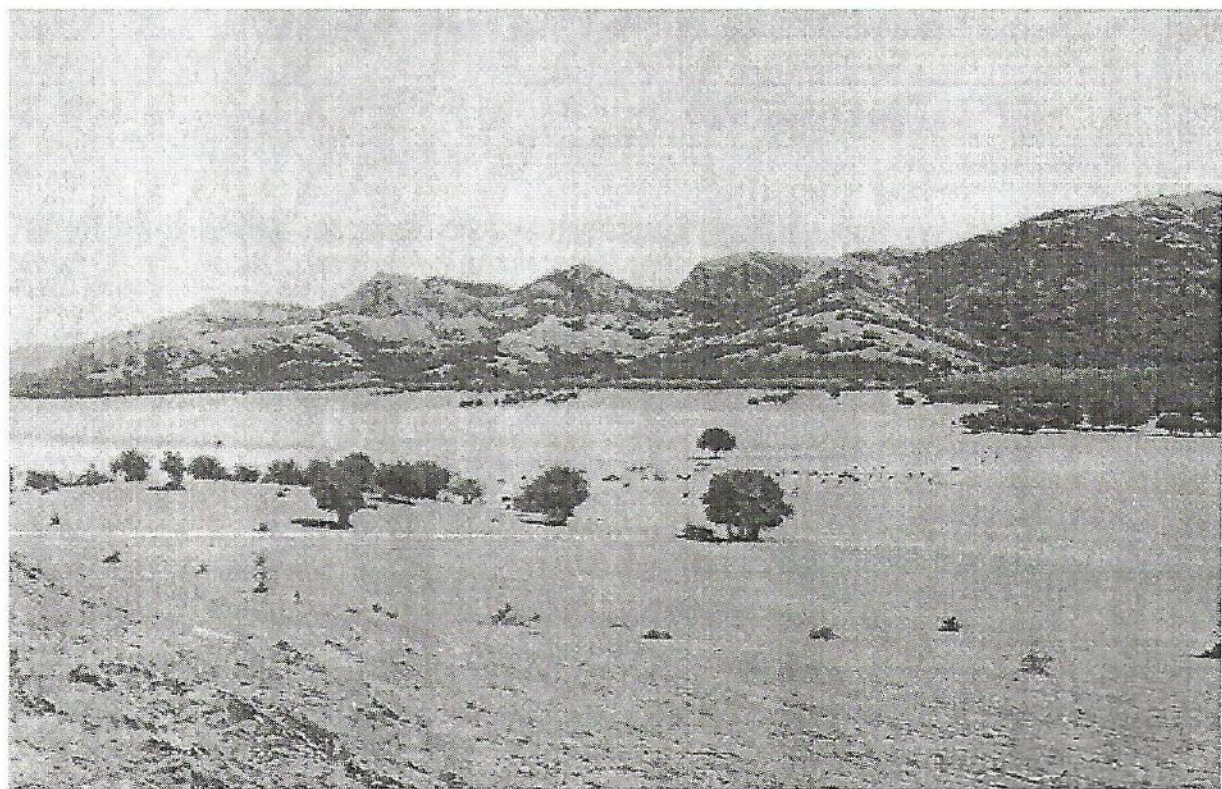


Fig. 21 Aspectul versantelor vestice ale Culmii Greci, cu glacisurile loessoide largi dezvoltate la bază (foto E. Vespremeanu, iulie 2003)

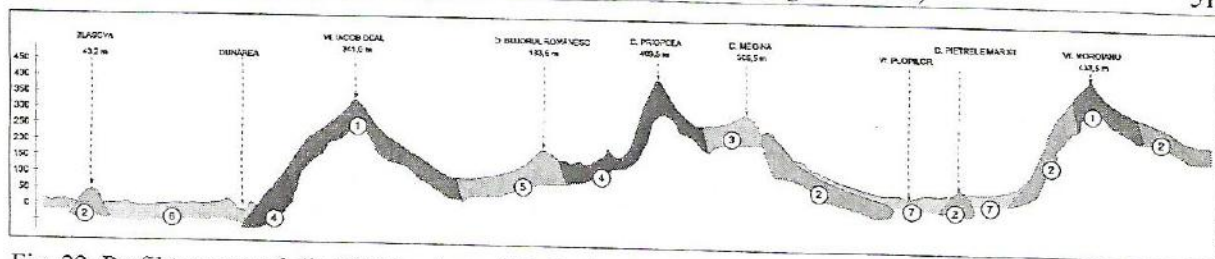


Fig. 22. Profil transversal din Vf. Moroianu (433,5 m) peste V. Plopilor, peste inselbergurile Megina, Priopcea, Bujoarele și Iacobdeal, până în Lunca Dunării. Legenda: 1. granite amfibolice de greci și pegmatite; 2. corneene; 3. gresii micacee; 4. gneise cuarțitice; 5. gresii cuarțitice și calcare crinoidale; 6. depozite de luncă; 7. loess în amestec cu fragmente colțuroase de rocă (geologia după D. Rotman și Hărțile Institutului Geologic).

lui, prin procese de glaciare. Inselbergurile Megina, Priopcea, Bujoarele și Iacobdeal au origine tectonică evidentă și nu prezintă urme de planatie generală a reliefului. Orice încercare de a încadra vârfurile acestor inselberguri în eventuale suprafețe de nivelare este forțată și nu are nici un suport geomorfologic. Forajele efectuate pe glacisuri indică prezența unei cuverturi de loess cu grosimi diferite sub care nu se constată prezența unor suprafețe de planatie pe roce dure.

3.3. Forme de vale. Văile largi asupra cărora atrăgea atenția G. Murgoci (1912) au versante pietroase, terminându-se la partea inferioară cu glacisuri loessoide. Majoritatea acestor văi s-au adâncit pe linii de falie și au evoluat timp îndelungat prin evoluția laterală a versanțelor. După depunerea loessului s-au format glacisurile loessoide mai ales prin procese de scurgere areolară (sheet food).

4. Discuții

4.1. Explicații anterioare privind morfologia și originea formelor de planatie din Munții Măcin. Problemele formelor de planatie vizibile în relieful actual din Dobrogea de Nord au preocupat geologii și geografii de la sfârșitul secolului al XIX-lea și începutul secolului XX (K. Peters, 1867; R. Pascu, 1904; G. Murgoci, 1912, 1914; Emm. de Martonne, 1924; C. Brătescu, 1928; A. Nordon, 1930).

K. Peters (1867), R. Pascu (1904), D.M. Cădere (1910) și D. Rotman (1913) subliniază caracterul petrografic și structural al Munților Măcin, fără urme de planatie generală.

G. Murgoci (1907) în studiul său asupra Câmpiei Române menționează: „Câmpia Ro-

mână corespunde unui geosinclinal foarte vechi, presarmatian, prins între Podișul Bulgariei și *peneplena Dobrogei*“ ... (G. Murgoci, 1907, p. 137). Mai târziu, același autor evidențiază caracterul foarte larg al văilor din Dobrogea de Nord: „sunt caracteristice văile largi peste măsură, unele cu multe văi afluențe, dar fără cursuri de apă. Nu numai debitul actual nu e compatibil văii, dar judecând după netezimea povârnișurilor, după lipsa teraselor și îngustimea luncilor, deducem că aceste văi niciodată de la depunerea loessului încoace n-au avut cursuri de apă mai mari. Și totuși sunt colosal de largi“ (G. Murgoci, 1914, p. 319). Autorul menționează prezența a trei terase marine în partea nord-estică a Dobrogei, care nu par a fi prezente în Munții Măcin.

Emm. de Martonne (1924) este primul care, ocupându-se de evoluția morfologică a Dobrogei nordice, consideră că această regiune a fost supusă unei acțiuni nivelatoare ciclice, ale cărei urme se păstrează foarte clar în relieful actual. În relieful munților Măcin Emm. de Martonne identifică patru niveluri de eroziune, fără a preciza vârsta lor: Platforma Niculițel cu altitudini care trec de 300 m, Platforma Tulcei, cu altitudinea medie de 150 m, un nivel local situat la 60–80 m altitudine și o treaptă inferioară cu altitudinea de 20–30 m, situată între catena muntoasă și Dunăre. Primele două platforme sunt, după autorul citat, forme ciclice de planatie.

C. Brătescu (1928) confirmă existența platformelor identificate de Emm. de Martonne, aducând precizări noi pentru întreaga Dobrogea de Nord. Pentru Munții Măcin, autorul menționează prezența Platformei Taița care corespunde altitudinal platformei Niculițel descrisă de Emm. de Martonne (1924): „Mor-

fologicește, privită de pe înălțimile dimprejur (Țuțuiatul, Telița, Consul, Carol I) platforma aceasta are caracter masiv, cu suprafețe ce par tabulare la orizont. Când o străbatem însă în curmeziș, vedem că este destul de articulată de văi mature, așa încât are aspectul unei culmi semicirculare în d. Teilor“ (C. Brătescu, 1928, p. 56). Mai departe, autorul specifică clar: „Platforma superioară a Taiței constituie suprafața cea mai înaltă și mai veche a podișului dobrogean și reprezintă o veche peneplenă, probabil sarmatică, înălțată în pliocen și diluviu și chiar deformată“ (C. Brătescu, 1928, p. 57).

A. Nordon (1930), reluând studiile lui Emm. de Martonne, ajunge la concluzia că se pot identifica numai trei suprafețe de eroziune care cad ca niște trepte de la nord-vest spre sud-est: platforma superioară de eroziune care retează, la cca 400 m, înălțimile Masivului Greci, suprafața mijlocie situată la 300 m altitudine și suprafața inferioară care descrește altitudinal spre sud și est, constituind un „Piedmonttreppe“.

V. Mihăilescu (1938, 1944) consideră că regiunea orogenului nord-dobrogean, numită de el Masivul Tulcei „se înfățișează ca o succesiune de platforme de eroziune (peneplene)“ (V. Mihăilescu, 1944, p. 75). Autorul nu descrie platformele de eroziune și nici nu evaluează vârsta lor.

Rezultă, din prezentarea succintă de mai sus, că autorii antebelici, în conformitate cu nivelul dezvoltării geomorfologiei din perioada respectivă, au considerat că Dobrogea de Nord a fost supusă, cu certitudine, unor acțiuni nivelatoare ciclice înscrise în relieful actual prin platforme, suprafețe sau niveluri de eroziune bine distincte. Acestea se încadrează în forme de planaj generală de tip peneplenă, precum și a unor forme locale de planaj cum sunt terasele marine și fundul văilor foarte largi. Autorii menționați consideră că determinarea vârstei suprafețelor de eroziune este extrem de dificilă deoarece lipsesc elementele conducătoare esențiale și în special criteriul geologic, regiunea fiind exondată permanent începând din Paleozoic.

În perioada postbelică au apărut preocupări noi pentru identificarea, cartarea și explicarea morfogenetică a formelor de planaj care pot fi observate în Dobrogea de Nord, deci și în regiunea care face obiectul prezentei lucrări: E. Nedelcu și Ș. Dragomirescu (1965), Al. Roșu (1969), E. Vespremeanu (1972, 1973 a, 1973 b, 1998), P. Coteț (1969, 1973), Gr. Poșea (1980 a, 1980 b, 2003), N. Popescu (1988), M. Ielenicz (1988), M. Ielenicz și Nela Burcea (2000).

E. Nedelcu și Ș. Dragomirescu (1965) identifică și cartează în Munții Măcin o suprafață de eroziune superioară la 380–420 m, o suprafață mijlocie la 280–320 m și o suprafață inferioară la 180–220 m. Sub aceste trei suprafețe de eroziune se află o terasă de abraziune acoperită în prezent de loess: „Treapta cea mai joasă a reliefului o constituie depresiunile sub formă de golf și cele intradeluroase. Ele au fundul în trepte ce reprezintă terase de abraziune, sculptate la sfârșitul pliocenului și în pleistocen, când unitatea hercinică era înconjurată de un lac ale cărui ape pătrundeau sub formă de golfuri în sectoarele joase ale reliefului“ (p. 99).

Al. Roșu (1969), după ce identifică o serie de 6 „terase marine“, afirmă că „Faptul că aceste terase mulează vechile golfuri ale brațului marin predobrogean și că promontoriile ce le despart nu sunt decât resturi ale treptelor superioare, înlătură ideea considerării lor drept pedimente. Aceasta cu atât mai mult cu cât martorii de eroziune existenți în zona teraselor, apar și ei încercuiți de trepte dispuse concentric, ceea ce trădează poziția lor de insule în trecut, fenomen prezent și astăzi în cadrul complexului lacustru Razelm.“ (p. 75). Nu rezultă din lucrare ce înțelege autorul prin „braț marin predobrogean“, nici când a funcționat acesta generând terase marine. Regiunea Munților Măcin este mărginită, după autor, de Golful Măcinului în care identifică martori ai terasei de 30–45 m și de 15–20 m, deasupra cărora se află resturi ale teraselor marine cu altitudinea de 55–56 m și 95–110 m (p. 73).

E. Vespremeanu (1972, 1973 a, 1973 b, 1998), consideră, exclusiv pe baza analizei

morfologice, că versantele vestice ale Măcinului Pricopan se continuă prin pedimente tipice (E. Vespremeanu, 1973, p. 50). Într-adevăr, aspectul reliefului așa cum este perceput prin observație directă în prezent conduce la similitudini frapante cu pedimentele tipice din vestul Statelor Unite ale Americii. Din lipsa forajelor autorul confundă suprafața loessoidă cu pedimente, confuzie lesne de făcut datorită aspectului morfologic general.

P. Coteș (1973), după ce afirmă că „*Dobrogea este prin excelență regiunea glacisurilor de toate felurile (de eroziune și de acumulare), a inselbergurilor și depresiunilor largi, urme ale unei îndelungate peneplenizări din care n-au lipsit fazele de pedimentație.*” (p. 23) susține că „*Noțiunea de glacis este sinonimă cu cea de piemont sau de pediment*” (p. 23), generând astfel un adevărat haos semantic și terminologic. Autorul consideră că toate suprafețele ușor înclinate din continuarea versantelor vestice ale Munților Măcin, din jurul inselbergurilor, ca și cele de pe văile largi sunt glacisuri loessoide, excluzând prezența pedimentelor sau a teraselor marine.

Gr. Posea (1980 a și b, 1983, 2003) respinge ideea prezenței teraselor marine în Dobrogea de Nord, considerând că formele plane și ușor înclinate, care înconjoară inselbergurile sau se află în continuarea verasantelor, sunt pedimente tipice asemănătoare până la identitate cu cele din Algeria, Asia Mică sau vestul Statelor Unite (1980 b, p. 26). Pentru Munții Măcin autorul menționează: „*valleys penetrating deeply into the plateaux or in the Măcin Mountains are extremely large, shaped as enormous troughs and are often made or less individualized depressions; minor tributary valleys form, in their turn, other depressions similar to bolsons; they have often cut the interfluvies in real or incipient inselbergs, that sometimes range in jagged crests (e.g. the Pricopan Ridge)*” (1980 b, p. 27). Referindu-se la aspectele regionale ale distribuției pedimentelor în Dobrogea de Nord, Gr. Posea (1980 b, p. 28) precizează: „*Inside the Măcin Mountains and the Niculițel Plateau, pedimentation was advanced so that, in some pla-*

ce, about 50% of the territory is effectively levelled in relativ gentle slopes while the interfluvies were cut about the same proportion to the valleys interference; the typical exemple is the upper Taița valley and its tributaries”. Aceste aspecte sunt prezentate, parțial, în harta geomorfologică anexată lucrării (Gr. Posea, 1980 b, p. 31).

N. Popescu (1988), după ce face o succintă analiză asupra ipotezelor anterioare care încearcă a explica originea formelor de planaj din Dobrogea de Nord, în general și din Munții Măcin în special, analizează detaliat aceste forme în Munții Măcin. Aici autorul identifică un „complex de pedimentație”: „*Pe ansamblu, între culmile Munților Măcinului, care aparțin peneplenei dobrogene și lunca Dunării (Balta Brăilei) se constată o asociere de pedimente și vârfuri reziduale, parțial sau total acoperite cu loess. Această asociere de pedimente marginale, atât de caracteristică regiunilor clasice de pedimentație, formează relieful propriu-zis al golfurilor depresionare. Complexul de pedimentație, care se desprinde puternic, prin denivelări de 150–200 m față de culmile montane, este alcătuit din două trepte de pedimentație, respectiv treapta pedimentelor intermediare și treapta pedimentelor terminale*” (p. 51). Mai departe autorul definește **pedimentele intermediare**: „*culmi și platouri relativ restrânse, dominate de vârfuri reziduale mici (cum sunt cele din Dealul Bujorului) sau de inselberguri proeminente*” și **pedimentele terminale**: „*care formează relieful propriu-zis al golfurilor depresionare, constitue o treaptă aproape continuă ce înclină ușor către lunca Dunării (pe care o domină cu 20–60 m) și axul văilor autohtone. De asemenea au o largă desfășurare în cadrul văilor, unde iau caracterul unor pedimente laterale de vale și pătrund ramificat în interiorul muntelui, racordându-se cu culmile acestora prin versanți de eroziune*” (p. 52–53). În afară de aspectele regionale remarcăm utilizarea unor termeni noi cum sunt: *pediment intermediar, pediment terminal și pediment lateral de vale*, definite exclusiv pozițional. Morfogeneza acestor

pedimente este legată de procesele desfășurate la vestul orogenului Nord Dobrogean, spre Depresiunea Valahă, într-o îndelungată perioadă de timp cuprinsă între Paleogen și actual (N. Popescu, 1988, p. 54).

M. Ielenicz (1988) analizând problema teraselor din Dobrogea ajunge la concluzia că „*cele două terase acumulative inferioare semnalate de diferiții autori nu reprezintă altceva decât sectoare de pediment secționate în poziții diferite*” (p. 70).

M. Ielenicz și N. Burcea (2000) identifică în Munții Măcin trei suprafețe de eroziune: suprafața Măcin (la 280–350 m), suprafața Niculițel (la 180–260 m) și „*un nivel de pediment acoperit la poale cu depozite loessoide*” (p. 42). Fără a preciza originea suprafeței Măcin autorii consideră că „*toate vârfurile și crestele din vestul și nordul Munților Măcin, care se desfășoară în intervalul hipsometric de 280–380 m, pot fi considerate martori rezultați din fragmentarea și degradarea acestei suprafețe*” (p. 42). În continuare autorii susțin că suprafața Niculițel apare în Munții Măcin la 180–260 m, în sudul culmii Pricopan și în culmile alăturate. A treia suprafață de eroziune este considerată a fi „*pedimentul*” care „*reprezintă o întinsă suprafață periferică, dar care pătrunde și în interiorul podișului în lungul văilor principale sau al culoarelor depresionare*,” (p. 44). Nici la acesta nu se precizează originea și felul în care s-ar putea eventual racorda cu suprafețe de eroziune din regiunile învecinate.

4.2. Conceptul de pediment și posibilitatea aplicării lui în regiunea studiată. Termenul de *pediment* a fost introdus în geomorfologie de G.K. Gilbert (1882) și de W.J. McGee (1897), fiind fundamentat de A.C. Lawson (1915), K. Bryan (1925), W.M. Davis (1931, 1932, 1938), J.L. Rich (1935), B.A. Tator (1952), L.C. King (1953, 1967, 1968), Y.Fu. Tuan (1959), iar mai recent precizat și validat de C.R. Twidale (1978), C.R. Whittaker (1979), A.J. Pearsons and A.D. Abrahams (1984), T.M. Oberlander (1989), J.C. Dohrenwend (1994), K. White (2002).

În literatura geomorfologică din ultimii 125

ani se întâlnesc mai multe sinonime: rock plain, rock floor, rock fan, bolson plain, cono-plain, majoritatea reflectând o anumită realitate geomorfologică regională.

Pedimentele sunt forme de racord între munte și regiunile joase alăturate, reprezentate prin suprafețe plane cu înclinarea de maximum 10°, tăiate în roce dure și extinse pe distanțe de sute de kilometri în profil transversal. Pedimentele tipice sunt câmpii piemontane pietroase din care proeminează inselberguri ca martori de eroziune (fig. 23). Spre munte (fig. 24) pedimentul este delimitat printr-o ruptură bruscă de pantă (knick), iar spre depresiune se continuă cu peripedimentul (termen introdus de A.D. Howard în 1940) alcătuit din bajada (C.F. Tolman, 1905) și playa (J.C. Russell, 1896). Diferența între playa și bajada este litologică (pe playa sunt cele mai fine sedimente, iar pe bajada, cele mai grosiere) și morfogenetică, bajada transformându-se treptat în playa, care reprezintă forma finală spre care tinde evoluția reliefului din regiunile aride. În decursul evoluției pedimentele juxtapun rezultând pedi-plene, care sunt forme de nivelare generală a reliefului continental. În cadrul văilor pot apare forme asemănătoare pedimentelor, dar acestea rezultă din evoluția locală a versantelor și au extensiune redusă. **Se exclude astfel conceptul de „pediment de vale”.**

Pedimentarea reprezintă un proces complex de reorganizare a circulației materiei și energiei din sistem, care urmează un program impus de prezența abruptului montan înalt pe roci dure, de un spațiu montan cu roce dure larg extins, de un mediu bioclimatic arid sau semiarid, cald sau rece (periglaciari). În aceste condiții abruptul evoluează prin back-wearing, un proces complex de retragere a versantului după planuri mai mult sau mai puțin paralele la profilul inițial. În sectoarele unde râurile din munte deșeacă în depresiuni, procesul de back-wearing se asociază cu eroziunea laterală a râurilor rezultând lărgirea continuă a văilor. Perfectarea pedimentului se face mai ales prin eroziunea areolară datorată scurgerii în pânză (sheet flood). Treptat se trece la pedi-

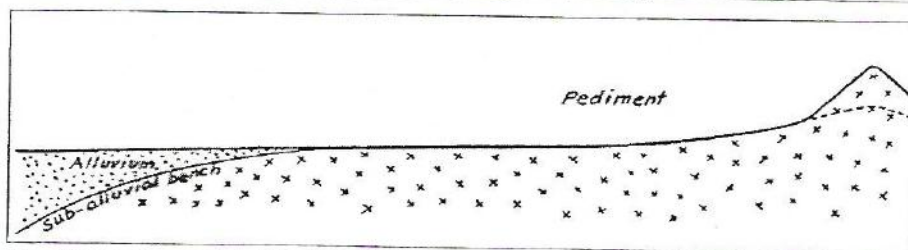


Fig. 23. Pediment tipic (din J. L. Rich, 1935, p. 1023)

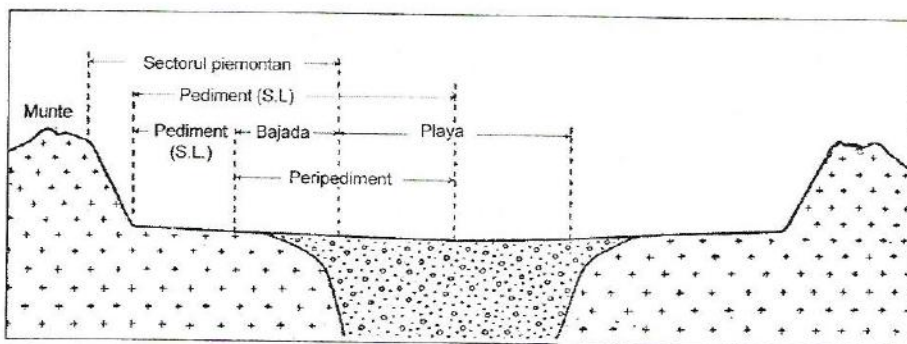


Fig. 24. Elemente morfologice ale unui regim cu pedimente (după diferite surse, din E. Vesprenianu, 1973, p. 45)

planatie, prin extensiunea pedimentelor și juxtapunerea lor. Pedimentarea și pediplanarea durează perioade lungi de timp, de ordinul zecilor de milioane de ani, în care trebuie să îndeplinească sincron trei condiții esențiale: (i) abrupt tectonic montan tăiat în roce dure care mărginește un spațiu montan granitic sau cristalin masiv, extins pe sute de kilometri, care să permită transformarea acestuia în pediment; (ii) depresiune alăturată extinsă în profil transversal pe sute de kilometri care să constituie nivel de bază pentru evoluția abruptului tectonic spre pediment și (iii) mediu bioclimatic de stepă sau deșert, pedimentele fiind forme tipice ciclului arid de evoluție a reliefului.

În Munții Măcin și Depresiunea Getică alăturată spre vest nu au fost întrunite aceste condiții morfogenetice obligatorii pentru apariția și dezvoltarea pedimentelor.

După cum s-a arătat mai sus versantele vestice ale Munților Măcin se învecinează spre vest cu marea depresiune Getică al cărui fundament este reprezentat prin Platforma Valahă cum a fost denumită partea de sub Câmpia Română a Platformei Moesice (L. Ionesi, 1994). Dar Depresiunea Getică a funcționat ca bazin marin de sedimentare aproape continuu, de la începutul Paleozoicului până în Pleistocen (L.

Ionesi, 1994; D. Paraschiv, 2000). Nu a existat deci un bazin depresionar subaerian care să constituie nivelul de bază pentru procesele de pedimentare din Dobrogea de Nord în general și din Munții Măcin în special. De altfel, poziția actuală a versanților vestic ai Munților Măcin, la câțiva kilometri față de Dunăre, dovedește inexistența unor pedimente tipice, admitând că acestea s-ar fi format.

4.3. Conceptul de glacis și aplicarea lui la regiunea studiată. Termenul de glacis a fost introdus în geomorfologie, după cât se pare, de către Emm. de Martonne (1901), dar noțiunea a rămas neclară multă vreme. Abia în 1941, J. Dresch, în teza sa de doctorat, reia studiul aprofundat al glacisurilor, dând acestui concept un conținut morfologic și morfogenetic. Contribuții importante aduc la cunoașterea glacisurilor P. Birot și F. Joly (1952), R. Coque (1960), J. Masseport (1960, 1964), M. Archambault (1966), R. Raynal și J. Besancon (1972), T.M. Oberlander (1989), K. White (1991, 2004), J. Plakht și colab., (2000).

Conform definiției lui J. Dresch (1941), validată ulterior de numeroase lucrări, glacisurile sunt forme de relief de racord cu panta foarte lină (sub 10°) dezvoltate, pe roci moi coezive sau necoezive, între două sectoare cu altitudini diferite. Glacisurile se continuă spre

sectorul înalt alăturat prin treceri line, fără rupturi de pantă. Glacisurile sunt considerate a fi forme de relief locale, cu extensiune în general redusă, foarte vulnerabile, puțin stabile în timp.

Procesul de formare a glacisurilor, sau glacisarea, se desfășoară în perioade scurte de timp, de ordinul a mii de ani, majoritatea glacisurilor prezente în relieful actual având vârstă Holocen superior. Formarea glacisurilor începe din necesitatea echilibrării circulației materiei și energiei după apariția unui abrupt pe roci moi, de obicei necimentate, în condiții bioclimatice de stepă cu vegetație redusă și cu precipitații torențiale care favorizează scurgerea în pânză. Principalele procese morfogenetice sunt eroziunea în pânză și acumularea fluviatilă.

În Munții Măcin au apărut condiții propice pentru formarea glacisurilor după depunerea loessului peste relieful petrografic și tectonic accidentat preexistent, așa cum s-a arătat mai sus.

4.4. Concluzii privind pedimentele și glacisurile. Din cele prezentate mai sus rezultă următoarele concluzii:

- Termenii „pediment” și „glacis” definesc forme stadiale datorate tendinței de nivelare a discontinuităților de la suprafața Terrei prin procese complexe de echilibrare a circulației materiei și energiei.

- Dacă este vorba de pediment sau de glacis se poate hotărî după: procesele morfogenetice care au generat forma respectivă în anumite condiții, după roca din substrat, după morfologie, după durata proceselor și după dimensiunile formelor de relief.

- Între pedimente și glacisuri există următoarele deosebiri fundamentale:

a) Deosebiri morfologice: *pedimentele* sunt suprafețe de eroziune tăiate în roci dure, larg extinse (sute de kilometri în profil transversal), racordate cu frontul montan alăturat prin unghiuri ascuțite (knic); *glacisurile* sunt forme locale de eroziune și acumulare formate pe roci detritice necimentate, puțin rezistente la eroziune, cu extensiune redusă (pe km în profil transversal), iar racordul cu înălțimile alăturate se face prin treceri line.

b) Deosebiri morfogenetice: *pedimentele*

derivă dintr-un relief montan tectonizat, cu horsturi și grabene, geneza lor fiind datorată proceselor de evoluție a versantelor dezvoltate pe roce dure prin *back-wearing* în condițiile unei stabilități tectonice și climatice îndelungate; *glacisurile* se formează la contactul oricăror denivelări, în orice climate, dar mai ales în climatele semiaride, prin procese fluviatile de eroziune în pânză și acumulare.

c) Deosebiri morfocronologice: *pedimentele* sunt forme stabile în perioade de timp geologice (zeci și sute de milioane de ani) și evoluează spre pediplene, care sunt forme de nivelare generală a reliefului continental; *glacisurile* sunt forme instabile în timp scurt (de ordinul miilor de ani) și nu evoluează spre forme de nivelare largi, ci constituie numai etape scurte, fiind forme secvențiale.

Am insistat mai mult asupra problemelor teoretice ale pedimentelor și glacisurilor pentru a stabili că în Munții Măcin nu au fost condiții pentru formarea și evoluția pedimentelor. În schimb, în timpul Holocenului, au fost întrunite cele mai favorabile condiții pentru formarea glacisurilor.

4.5 În Munții Măcin sunt urme ale unor terase marine? Afirmațiile lui G. Murgoci (1914) dezvoltate de Al. Roșu (1969) în legătură cu prezența teraselor marine în relieful Dobrogei de Nord au fost combătute de Gr. Posea (1980) cu argumente bine fundamentate.

Datele recente, geologice și oceanografice, privind evoluția acvatoriului Mării Negre dovedesc că nivelul acesteia nu a depășit niciodată +5 m față de cotele actuale (E. Vespremeanu, 2004), ceea ce exclude atribuirea originii marine unor suprafețe de planaj din Dobrogea de Nord, în general și din Munții Măcin, în special.

4.6. Planajul local și planajul general al reliefului. Procesele de planaj local se desfășoară pe creste și versante în funcție de rocă, de gradul de diaclazare a acesteia, de factorii climatici și de vegetație.

Pe crestele granitice se formează suprafețe cvasiorizontale prin dezvoltarea laterală a înșeușurilor, prin evoluția bornhardturilor și prin

intersecția celor două versante opuse ale crestei. Roca dură, timpul îndelungat (sute de milioane de ani) și clima ușor semiaridă cu nuanță alternativ caldă și rece, au favorizat aceste procese în condiții tectonice de stress repetat.

Pe versantele culmilor contactele petrografice între granite, corneene, porfire sau diabaze, favorizează dezvoltarea pe rocele cele mai puțin dure a suprafețelor cvasiorizontale cu dimensiuni de ordinul a 0,5–1 ha, la cele mai diferite altitudini.

Atribuirea originii acestor suprafețe de planatie locală unor procese ciclice care au afectat întregul teritoriu al Dobrogei de nord se exclude.

Procesele de planatie generală de tip peneplanatie sau de tip pediplanatie care ar fi responsabile de modelarea suprafețelor cvasiorizontale prezente în relieful actual al Munților Măcin nu au întrunit condițiile morfogenetice absolut necesare, așa cum s-a arătat mai sus.

Explicația davisiană a prezenței suprafețelor de planatie în Dobrogea de Nord a pătruns în România datorită personalității puternice a lui Emm. de Martonne, la care se adaugă influențele la fel de puternice ale lui A. Nordon și H. Baulig. Preluate de C. Brătescu aceste explicații au rămas ca unică paradigmă până în zilele noastre.

Abordarea lui W.M. Davis și școlii sale este integral deductivă și presupune: stabilitate tectonică îndelungată, stabilitate climatică lungi perioade de timp, un nivel de bază stabil și o rețea hidrografică bine dezvoltată. Nici una din aceste condiții nu s-a realizat în Munții Măcin. De altfel, explicațiile uniformitariste sunt din ce în ce mai contestate în prezent (E. Yatsu, 2002).

Concluzii

- Munții Măcin reprezintă partea nord-vestică a orogenului nord-dobrogean cu un mozaic petrografic puternic afectat de stresuri tectonice repetate în mai multe etape începând din Paleozoic.

- Petrografia, structura și tectonica impun trăsăturile geomorfologice esențiale ale Munților Măcin.

- Formele de planatie de pe creste au rezultat din intersecția versantelor, din evoluția laterală a înșeuărilor, în unele sectoare având caracter structural.

- Formele de planatie de pe versante au origine petrografică sau structurală.

- Formele de planatie ușor înclinate care racordează versantele vestice cu câmpurile alăturate, ca și cele din jurul inselbergurilor, sunt glacisuri loessoide tipice formate mai ales prin procese de spălare în suprafață. Sub glacisurile loessoide nu sunt suprafețe pietroase de eroziune de tipul pedimentelor.

- Formele de planatie din cadrul văilor foarte largi adâncite pe linii de falie au rezultat din evoluția laterală a versantelor pietroase timp îndelungat. După depunerea loessului s-au format glacisuri loessoide mai ales prin procese de spălare în suprafață.

- Instabilitatea tectonică perioade lungi de timp a împiedicat desfășurarea proceselor de planatie ciclice de tipul peneplanatiei și pediplanatiei. La acesta a contribuit și masivitatea redusă a Munților Măcin, precum și spațiul restrâns din jur care ar fi putut constitui o bază de eroziune pentru pediplanatie.

- Prezența teraselor marine se exclude datorită faptului că Marea Neagră nu a avut nicio dată, în decursul evoluției sale, niveluri mai mari de +5 m față de cotele actuale.

BIBLIOGRAFIE

- ANASTASIU, V., 1898, *Contribution a l'etude geologique de la Dobrogea*. These. Paris.
- ATHANASIU, I., 1941, *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*. Lucr. Congr. Cant., vol. III, 86 pagini, Iași.
- ARCHAMBAULT, M., 1966, *Essai sur le genese des glacis d'erosion dans le Sud et le Sud-est de la France*. Mem. et Doc., CNRS, nr. 2.
- BIROT, P.J., JOLY, F., 1952, *Observations sur les glacis d'erosion et les relief granitiques du Marok*. Mem. Et Doc., CNRS, 3.
- BIROT, P., DRESCH, J., 1968, *Pediments et glacis dans l'ouest des Etates Unis*. Ann. de Geogr., 411.
- BRĂTESCU, C., *Pământul Dobrogei*. În volumul jubiliar „Dobrogea, cincizeci de ani de viață românească”. Editura Cultura Națională, București, p. 3-66.
- BURCEA, NELA, 2002, *Dobrogea de Nord-Vest. Studiu geomorfologic*. Teză de doctorat. Universitatea din București.
- CĂDERE, D.M., 1910, *Granitul de la Măcin*. An. Inst. Geol. Rom., vol. IV, p. 163-172. București.
- COOKE, R.U., DOORNKAMP, J.C., 1974, *Geomorphology in environmental management. An introduction*. Clarendon Press, Oxford.
- COOKE, R.U., WARREN, A., GOUDIE, A.S., 1993, *Desert Geomorphology*. London.
- COQUE, R., 1962, *La Tunisie Pressaharienne*. These. Paris.
- COTEȚ, P., 1969, *Suprafețele geomorfologice înclinate de tip piemont, pediment, glacis și studiul lor*. Stud. și Cercet. de Geol., Geofiz. și Geogr., Seria Geografie, Tom XVI, nr. 2, p. 243-253, București.
- COTEȚ, P., 1973, *Probleme de geomorfologie cuaternară în Dobrogea (cu privire specială asupra versantului nordic)*. Peuce, vol. III, p. 15-33, Tulcea.
- DALRYMPLE, J.B., BLONG, R.J., CONACHER, A.J., 1968, *A hypothetical nine unit land surface model*. Zeit. Fur Geomorphologie, 12, p. 60-76, Editura Springer, Berlin.
- DAVIS, W.M., 1931, *The Santa Catalina Mountains, Arizona*. Am. J. Of. Science, 22, 130.
- DAVIS, W.M., 1932, *Piedmont Benchland and Primarrumpf*. Geol. Soc. Am. Bull., 4.
- DAVIS, W.M., 1938, *Sheetflood and Streamflood*. Geol. Soc. Am. Bull., 39.
- DERRUAU, M., 1972, *Precis de Geomorphologie*. Editura Masson et Cie, Paris.
- DOHRENWEND, J.C., 1994, *Pediments in Arid Environments*. In: Abrahams A.D. and Parsons A.J., (eds.), *Geomorphology of Deserts Environments*, p. 321-353. Editura Chapman and Hall, London.
- DRESCH, J., 1941, *Recherches sur l'evolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas*. These. Paris.
- GILBERT, G.K., *Report on Geology of Henry Mountains*. U.S. Geol. Survey.
- GIUȘCĂ, D., 1934, *Massif du Pricopan*. An. Inst. Geol. Rom., vol. XVI, p. 481-498. București.
- GIUȘCĂ, D., 1935, *Considerations sur les problemes de differentiation magmatique dans la Dobrogea de Nord*. Bull. Soc. Rom. Geol., vol. XLV, București.
- HIPPOLYTE, J.C., 2002, *Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians*. Tectonophysics, 357, p. 33-53, Editura Elsevier, Amsterdam.
- HOWARD, A.D., 1942, *Pediments and the Pediment Pass Problems*. Journ. Geomorpho-

logy, nr. 5.

IELENICZ, m., 1988, *Terasele din Dobrogea*. Analele Universității din București, Geografie, vol. XXXVII, p. 68-72.

IELENICZ, M., BURCEA NELA, 2000, *Suprafețele de nivelare din Dobrogea de Nord*. Analele Universității din București, Geografie, anul XLIX, p. 37-50, București.

IONESI, L, 1994, *Geologia unităților de platformă și a orogenului Nord-Dobrogean*. Editura Tehnică, București.

KING, L.C., 1953, *Cannons of Landscape Evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., 64.

KING, L.C., 1967, *Morphology of the Earth*.

KING, L.C., 1968, *South African Scenary*.

LAWSON, A.C., 1915, *The Epigene Profiles of the Desert*. California Univ. Dep. Of Geography, no. 9.

MARTONNE, Emm. de., 1901, *La Valachie*

MARTONNE, Emm. de., 1924, *Excursions géographiques: Les Montagnes de la Dobrogea septentrionale*. Lucrările Inst. Geografic din Cluj, vol. I, Cluj

MASSEPORT, J., 1960, *Le Diois, les Barronies et leur avant-pays Rhodanien*. Etude morphologique. Tgese. Paris.

MIHĂILESCU, V., 1938, *La Dobrogea*. Academia Română, București.

MIHĂILESCU, V., 1944, *Dobrogea ca parte a pământului carpatic românesc*. În volumul „Probleme de geografie românească, Studii, comunicări, conferințe”. Editura Casa Școalelor, București.

MIRĂUȚĂ, O., MIRĂUȚĂ, ELENA, 1963, *Paleozoicul din partea sudică a Munților Măcin*. D.S. Com. Geol., Vol. XLVI. București.

MUTIHAC, V., IONESI, L., 1974, *Geologia României*. Editura Tehnică, București, 646 p.

MURGOCI, G., 1904, *Studii de geografie fizică în Dobrogea de Nord*. Conferință ținută la Societatea Română Regală de Geografie. În : G.M. Murgoci, *Opere alese*. Editura Academiei Române, București 1957, p. 167-190.

MURGOCI, G., 1907, *Câmpia Română și Balta Dunării*. Congres International du Pétrole, III-eme Session - Guide des excursions, nr. 5, art. 1, p. 223-240, București. În: G.M. Murgoci, *Opere alese*. Editura Academiei Române, București, 1957, p. 135-145.

MURGOCI, G., 1914, *Cercetări geologice în Dobrogea Nordică*. Institutul Geologic al României. București.

NORDON, A., 1930, *Questions de morphologie dobrogeenne*. Bibli. Inst. Fr.-Rom., serie III. Paris.

ONCESCU, N., 1963, *Geologia României*. Ediția a III-a. Editura Tehnică. București.

OBERLANDER, T.M., 1989, *Slope and pediment systems*. In Thomas D.S.G. (Ed.), *Arid zone geomorphology*, p. 56-84. Editura Belhaven, London.

PARASCHIV, D., 2001, *Suprafața de denudație înhumată premesogeană (relieful Cado-mian) la exteriorul Carpaților românești*. Studii și Cercetări de Geografie, t. XLVII-XLVIII, p. 151-161, București 2000-2001.

PARSONS, A.J., ABRAHAMS, A.D., 1984, *Mountain mass denudation and piedmont formation in the Mojave and Sonoran Deserts*. American Journal of Science nr. 284, p. 255-271.

PASCU, R., 1904, *Studii și cercetări miniere*. Județul Tulcea (Dobrogea). București.

PETERS, K., 1867, *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*. Denkschriften d.k.k. Akad. der Wissenschaften, Math. Naturw. Classe, Bd. XXVII, p. 83-207.

PLAKHT, J., PATYK-KARA, N., GORELIKOVA, N., 2000, *Terrace pediments in Mak-hresh Ramon, Central Negev, Israel*. Earth Surface Processes and Landforms, 25, p. 29-39.

- POPESCU, N., 1988, *Relieful de pedimentație din partea de vest a Munților Măcin*. Analele Universității din București, anul XXXVII, p. 49-54, București.
- POSEA, GR., 1980, *Terase marine în Dobrogea?* Terra, vol. XII (XXXII), 3, București.
- POSEA, GR., 1980, *Pediments in Romania*. Revue Roumaine de Geologie, Geophysique, Geographie, tom 24, p. 25-30, București.
- POSEA, GR., 1983, *Pedimentele*. În: *Geografia României*, vol. I, Geografia fizică, p. 130-131. Editura Academiei Române. București
- POSEA, GR., 2003, *Geografia fizică a României*. Partea I. Editura Fundației România de Măine, București.
- RICH, J.L., 1935, *Origin and evolution of Rock Fans and pediments*. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 46, p. 999-1024.
- ROȘU, AL., 1969, *Observații geomorfologice pe latura de nord a Dobrogei. Studii de Geografie asupra Dobrogei*. București.
- ROTMAN, D., 1910, *Asupra masivului eruptiv de la Greci*. An. Inst. Geol. Rom., vol. IV, 1, București.
- ROTMAN, D., 1913, *Masivul eruptiv de la Greci*. An. Inst. Geol. Rom., vol. VII, p. 91-426. București.
- RUSSELL, J.C., 1896, *The Physiography of the United States*. New York.
- SĂNDULESCU, M., *Geotectonica României*. Editura Tehnică, București.
- SĂNDULESCU, M., 2003, *Overview on Romanian geology*. București.
- TOLMAN, C.F., 1905, *Notes on Desert Processes and Desert Depositions*. J. Proc. Ann. Conv. Arizona Mineres Ass.
- TUAN, YI-FU, 1959, *Pediments in Southeastern Arizona*.
- TWIDALE, C.R., 1978, *On origin of pediments in different structural settings*. American Journal of Science, vol. 278, nr.1, p. 1138-1176.
- VESPREMEANU, E., 1972, *Dealurile Lipovei și Defileul Mureșului*. Rezumatul tezei de doctorat. Editura Universității din București, 72 p.
- VESPREMEANU, E., 1972, *Suprafețele de nivelare de tip pediment și glacis*. Comunicare la Primul Simpozion Național de Geomorfologie, Brașov, mai 1972
- VESPREMEANU, E., 1973, *Problemele suprafețelor de nivelare de tipul pediment și glacis. Realizări în geografia României*. Culegere de studii, p. 43-53, Editura Științifică, București.
- VESPREMEANU, E., 1983, *Piemonturile*. *Geografia României*, vol. I, Geografia fizică, p. 131-135. Editura Academiei Române, București.
- VESPREMEANU, E., 1998, *Pedimente, piemonturi și glacisuri în Depresiunea Mureșului de Jos*. Editura Universității din București.
- VESPREMEANU, E., 2004, *Geografia Mării Negre*. Editura Universității din București, 236 p.
- WHITE, K., 2004, *Glacis d'erosion*. In Goudie, A.S., Edited by, *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. I, p. 469-470, Editura Routledge, London and New York
- WHITE, K., 2004, *Pediment*. In: Goudie, A.S., Edited by, *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. II, p. 768-771, Editura Routledge, London and New York.
- WHITAKER, C.R., 1979, *The use of term „Pediment“ and related terminology*. Zeitschrift für Geomorphologie, 23, p. 427-439. Berlin.
- YATSU, E., 2002, *Fantasia in Geomorphology*. Reprint of „To make geomorphology more scientific“ and its supplemental discussion. Editura Sozosh, Tokio.
- YOUNG, A., 1972, *Slopes*. Editura Oliver and Boyd, Edinburgh, 288 p.

Complexul glaciara Valea Rea (Munții Făgăraș)

Smaranda SIMONI

Cuvinte-cheie: relief glaciara, relief periglaciara, Munții Făgăraș

The Glacial Complex Valea Rea (Făgăraș Mountains). The upper basin of Valea Rea situated on the southern side of the highest Romanian ridge, strikes the eye with original alpine landscape, specific only to the central Făgăraș Mountains and more: relic glacial landforms (different types of mature glacial cirques, huge glacial thresholds covered with the waterfalls of the glacial lakes emissaries), sharp ridges, pyramidal peaks exceeding 2 300 m height and wide variety of periglacial landforms (rock streams, avalanche tracks, talus cones, snow depressions, solifluxion microforms, protalus rampart, earth hummocks, frost heaving stones).

1. Introducere

Altitudinile mari (peste 2 400 m) din zona crestei principale Viștea Mare-Gălășescu Mare și a crestelor secundare Moldoveanu-Scărișoara, Buduri și Gălășescu, precum și energia de relief ridicată au contribuit, probabil, la dezvoltarea unui complex glaciara de mari dimensiuni la obârșia Văii Rele.

Pragurile glaciare ale circurilor sunt abrupte și foarte înalte (peste 300 m), fiind dispuse sub forma unui arc de cerc în jurul unei văi glaciare scurte, iar emisarii lacurilor formează pe acestea cascade impresionante, după care toate se reunesc în Valea Rea, în dreptul stânei: Buduri la 1 510 m, Roșu la 1 440 m, Galbena la 1 420 m, Zbuciumatul la 1 400 m. De asemenea, caracteristice sunt și varietatea de procese și forme periglaciare actuale, subactuale și pleistocene din zonele situate la altitudini mai mari de 1 800 m din bazinul superior al Văii Rele.

Din punct de vedere geologic, complexul se dezvoltă în depozitele Pânzei de Moldoveanu, mai precis formațiunile de Suru și de Valea Rea. Acestea sunt formate din șisturi cristaline puternic metamorfozate, diferite tipuri de gnaise și roci micacee, la care se adaugă intercalații de roci carbonatice (dolomite și calcare cristaline, șisturi carbonatice) și amfibolite (Balintoni et al., 1986; Pană, 1990).

2. Relieful glaciara

Complexul glaciara Valea Rea este format din trei circuri glaciare foarte mari: Valea Rea (cercul capăt-de-vale), Galbena și Buduri (laterale văii) și alte două circuri de dimensiuni mai mici, însă bine individualizate: Roșu și Zbuciumatu, pragurile glaciare ale acestora și o vale glaciara scurtă (fig. 1, 2, tabelele 1, 2).

Cercul Valea Rea (sau cercul Iezerului triumghiular Moldoveanu) este străjuit de versantul estic al celei mai înalte custuri din Munții Făgăraș, Viștea Mare (2 527 m) — Moldoveanu (2 544 m), custura Moldoveanu-Piscu Roșu și spre nord și est de o porțiune a custurii principale făgărășene, anume Viștea Mare-Muntele Buduri (fig. 3). Este un cerc capăt de vale tandem, alcătuit din trei trepte, cu evidente influențe structurale. Prima corespunde unui cerc suspendat sub custura Viștea Mare - Moldoveanu, parazitat de grohotișurile dispuse în conuri simple sau îngemănate ce coboară pe culoarele de avalanșă adânc brăzdate în custura menționată mai sus; pe a doua treaptă a cercului cantonează Iezerul triumghiular al Moldoveanului cu o formă triumghiulară, datorită grohotișurilor ce îl colmatează în nord, provenite din două culoare de avalanșă dinspre Șaua Viștei. Al doilea prag, spre treapta inferioară a cercului are 60–70 m înălțime și cu

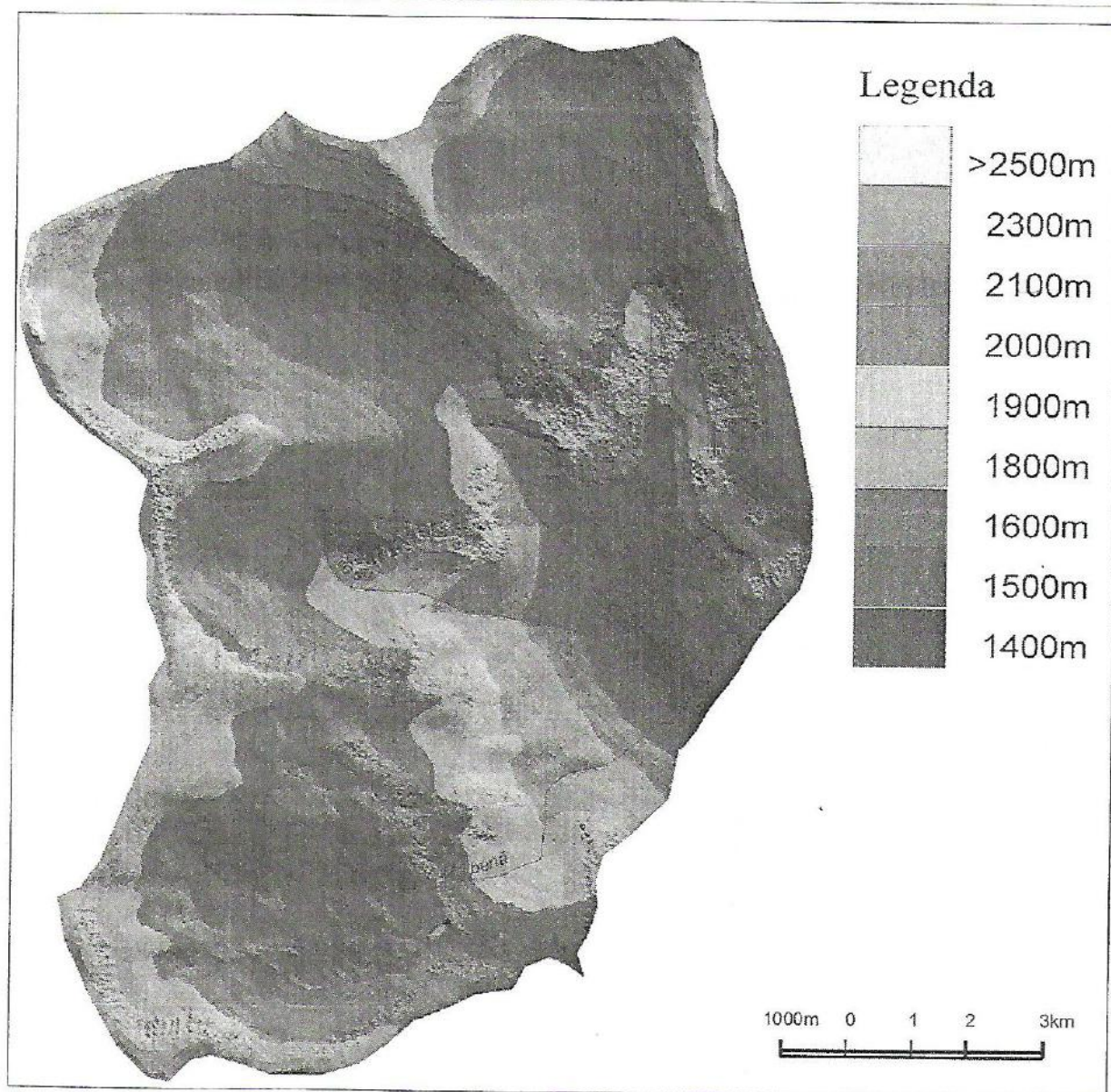


Fig. 1 Complexul glaciara Valea Rea — harta hipsometrică

siguranță influența litologică și structurală a favorizat atât apariția acestui prag, cât și a treptei ce cantonează lacul: este vorba de o bandă de amfibolite. Pragul este secționat în nord de emisarul lacului (acesta și-a sculptat o albie cu aspect de chei) și parazitat în sud de o formă incipientă de ghețar de pietre.

Treapta inferioară a circului, de dimensiuni impresionante se desfășoară între 2 000 și 2 100 m, fiind o depresiune de subsăpare de mari dimensiuni, în prezent adăpostind o turbărie, prin care meandrează emisarul lacului. În partea superioară a turbăriei, râul s-a adâncit formând niște chei miniaturale de aproximativ 10 m adâncime, pe o lungime de aproape 100 m.

Versanții treptei inferioare, spre deosebire de cel estic al cisturii Viștea Mare-Moldoveanu sunt acoperiți de vegetație ierboasă și afectați de solifluxiune; pe peretele estic al circului apar din loc în loc mici văi ale unor torenți nivo-fluviali și mici conuri de grohotiș.

Pragul glaciara de 350 m înălțime (fig. 4) este străbătut de emisarul lacului, ce formează o serie de cascade pe partea dreaptă (sau vestică) a pragului, adevărate chei, uneori de până la 100 m adâncime. Pragul glaciara este afectat de fenomene de solifluxiune (mușuroaie înierbate) și torenți de pietre în partea sa superioară. Jumătatea inferioară a pragului este acoperită cu grohotișuri (unele gelifRACTE

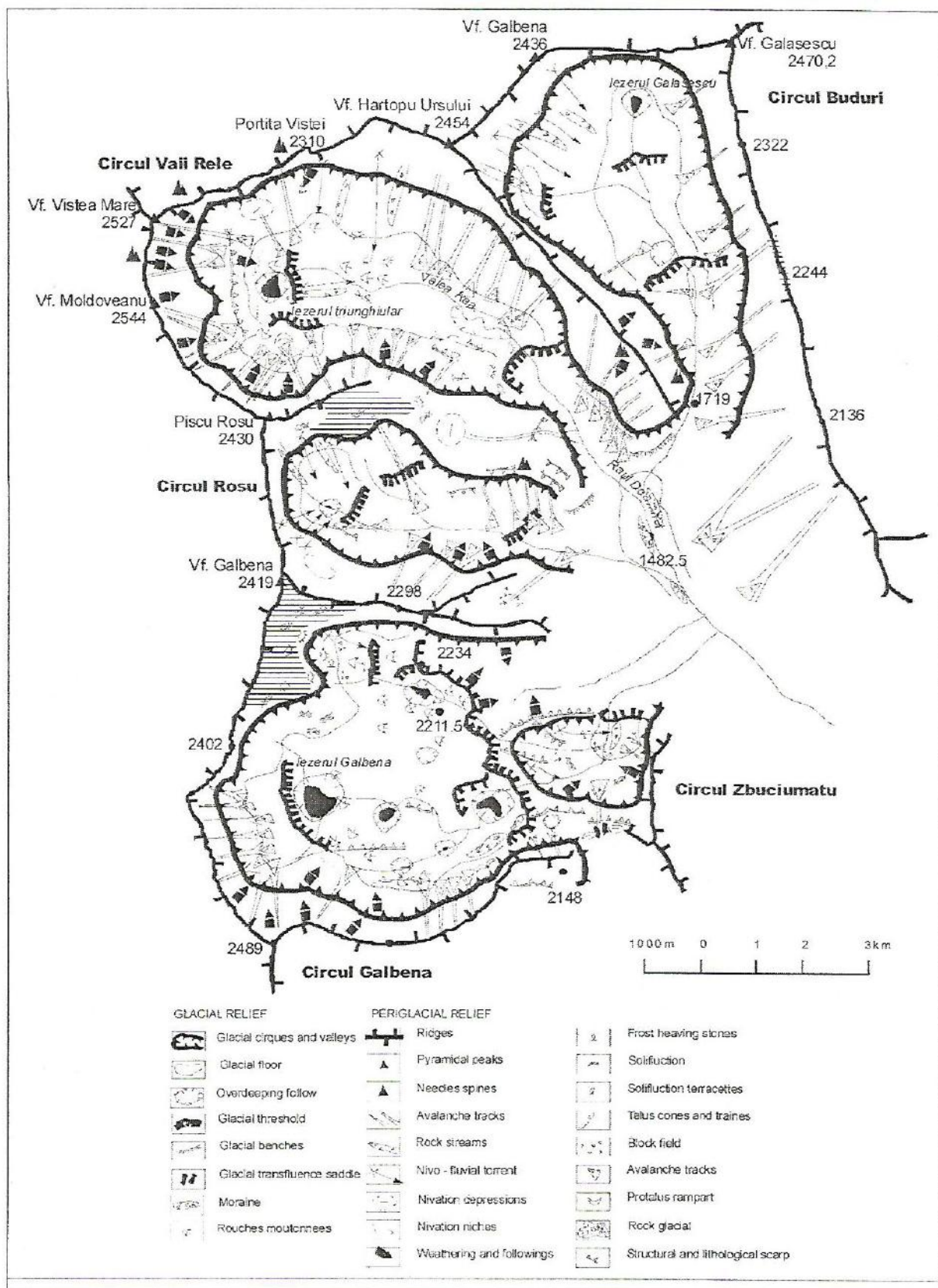


Fig. 2. Complexul glaciari Valea Rea — harta geomorfologică



Fig. 3. Circul glaciare Valea Rea și custura Viștea Mare-Molodoveanu



Fig. 4. Pragurile glaciare Valea Rea și Buduri și valea glaciară Valea Rea

având dimensiuni considerabile) mai vechi, în cea mai mare parte fixate de vegetație ierboasă; tot aici se află un torent de pietre de dimensiuni mari (lungime peste 100 m, lățime 15–20 m). Rocile de aici sunt puternic gelive, fiind vorba mai ales de șisturi grafitoase. De asemenea, pragul glaciare este străbătut de culoare de avalanșă adânci și râuri de pietre, la baza cărora se acumulează conuri de grohotiș.

Circul Buduri este străjuit la nord de custura Galbenele-Gălășescu (2 470 m) și de culmile Budurul Mare (la vest) și Gălășescu Mare (la est). Este un circ alungit, consecvent și simetric; prezintă două trepte. Caracteristica este dată de faptul că roca apare la zi, astfel încât se întâlnesc mici abrupturi pe capete de strat. Pe prima treaptă a circului, sub Vârful Gălășescu Mare cantonează un mic lac, într-o depresiune de subsăpare glaciară. Emisarul lacului formează pe imensul prag glaciare (400 m înălțime) cascade succesive (fig. 4).

Circul Roșu este un circ lateral văii, subsecvent, cu dimensiuni mai modeste. Versantul sudic, ce corespunde Muntelui Galbena este mai abrupt și tăiat pe capetele de strat ale unor șisturi cristaline cu intercalații de calcare cristaline; unde acestea afloră, s-au format lapiezuri de șiroire. Influența structurală este evidentă și în cadrul podelei acestui circ, din loc în loc apărând mici praguri structurale. Micile ochiuri de apă sau de mlaștină trădează existența unor depresiuni de subsăpare, de mici dimensiuni. Pragul glaciare de 150 m înălțime se continuă cu o porțiune de vale glaciară, între 2 000 m și 1 800 m, după care urmează un ultim prag

până la 1 550 m, în zona confluenței cu valea glaciară principală, Valea Rea.

Circul Galbena are dimensiuni impresionante, o formă aproape circulară, fiind străjuit de custura Galbena (2 412 m) — Scărișoara Mare (2 489 m). Este un circ lateral văii, subsecvent, peretele sudic este abrupt, cel nordic mai domol, însă nota dominantă este dată de numeroasele praguri structurale, bare în rocă și berbeci glaciari între care există multe depresiuni de subsăpare, mai mari sau mai mici, unele ocupate de lacuri, altele colmatate. Circul prezintă trei trepte: prima corespunde unui mic circ suspendat sub Vârful Scărișoara Mare, a cărui podea este acoperită de gelifracțiile care s-au format la baza peretelui Scărișoarei. După un prim prag de 90 m înălțime urmează a doua și cea mai extinsă treaptă a circului, între 2 150 și 2 200 m; aici se află două lacuri mari, câteva mai mici, emisarii acestora, la care se adaugă numeroase praguri structurale și berbeci glaciari. A treia treaptă a circului este situată la 2 110–2 120 m, cantonează un lac și este separată de precedentă de un prag de 40 m, care nu este însă evident peste tot. În partea sudică (dreaptă) a acestei trepte, pe buza pragului glaciare către Șaua Pojarna, se află o un rest dintr-o morenă stadială; acesta are înălțimi de 10–12 m, prezintă numeroase microdepresiuni, iar în partea dreaptă este parazitată de două potcoave nivale, formate la baza unor culoare de avalanșă de pe peretele Scărișoarei.

Pragul glaciare al Galbenei este un caz deosebit, deoarece formează spre nord pereții

circului Zbuciumatu, iar spre sud prin intermediul unui prag mai puțin abrupt face legătura cu Șaua Pojarnei și cercul Pojarna. Aceste două circuri nu pot fi considerate trepte, datorită dimensiunilor considerabile și poziției lor. Prin urmare ghețarul Galbena ar fi alimentat și circurile Zbuciumatu și Pojarna astfel: prin Șaua Pojarna spre cercul Pojarna (unde este evident nivelul de umeri glaciari) și peste pragul glaciar spre cercul Zbuciumatu. O altă dovadă este prezența morenelor de mari dimensiuni din cercul în trepte al Pojarnei.

Deși Șaua Pojarnei a fost menționată în literatură ca șa de transfluență glaciară, prin analogie cu sistemul fluvial, o denumire mai corectă ar fi șa de deversare glaciară, dintr-un circ mai mare, situat la altitudine mai mare spre două circuri mai mici, opuse ca poziție și situate la altitudini mai mici.

Cercul Zbuciumatu deși are dimensiuni mai mici, impresionează prin caracterul său suspendat și lateral văii glaciare Valea Rea; se află situat în sudul complexului glaciar Valea Rea, sub pragul glaciar al Galbenei, care reprezintă și peretele vestic al acestui circ. Peretele estic este reprezentat de o mică custură ce coboară din Culmea Nisipuri, iar peretele sudic este format sub Șaua Pojarna. În raport cu structura cercul este obsecvent, simetric și aproape circular. În jumătatea estică a podelei și spre pragul glaciar se află un rest de morenă, care lateral este secționat adânc de emisarii lacurilor din cercul Galbena.

Valea glaciară se încadrează în categoria celor majore, lungimea văii glaciare (Valea Rea) este de aproximativ 700 m (sectorul de vale glaciară fiind mai scurt datorită altitudinii sale mai reduse și pragurile glaciare mari); lățimea maximă a văii este de 300 m. În profil transversal, valea își menține forma de U până la 1 400–1 430 m. Deși cercul capăt de vale Valea Rea este inițial subsecvent, devine consecvent în treapta inferioară, iar valea glaciară este consecventă și simetrică. În dreptul confluenței Valea Rea-Buduri-Roșu, la altitudini de aproximativ 50 m deasupra actualei albie, de o parte și alta a acesteia sunt resturi de morene, probabil morene mediane și late-

rale. Morfologia patului văii este caracterizată de apariția unor praguri, trepte, microsectoare de chei, conuri de grohotiș, torenți nivo-fluviali. Albia este împinsă spre stânga de către pâraiele și aluviunile acestora ce coboară vijelios pragurile glaciare Roșu, Galbena și Zbuciumatu.

Rocile mutonate au aspect alungit, având o pantă lină spre amonte și una abruptă spre aval, datorită detracției glaciare, aspectul rotunjit datorându-se abraziunii glaciare (Urdea, 2000). Berbeci glaciari se întâlnesc pe treptele cercului Valea Rea, în cercul Galbena unde dau nota dominantă, fiind șlefuiți pe praguri structurale.

Depresiunile de subsăpare glaciară sunt numeroase în circurile de la obârșia Văii Rele, unele sunt ocupate de lacuri, altele sunt în curs de colmatare, formând lacuri temporare și turbării. Cu excepția Lacului Buduri, toate celelalte lacuri au fost declarate arii protejate de interes național, conform Legii nr. 5/2000 (tabel 3).

3. Relieful periglaciara

Fiind situat pe versantul sudic al Munților Făgăraș, bazinul superior al Văii Rele este înșorit, iar oscilațiile termice diurne au mare eficacitate în formarea reliefului crionival, la care se adaugă și rolul pe care îl are caracterul geliv al rocilor din zonă: șisturi grafitoase, micașisturi, paragnaise, roci carbonatice.

În etajul alpin și subalpin, climatul este aspru, rece și umed, astfel încât durata perioadei de vegetație este de 3–4 luni pe an. Temperaturile medii anuale sunt cuprinse între 0 și -2°C , izoterma de 0°C aflându-se la 2 050 m, astfel că la peste 2 100 m (contactul etajelor alpin și subalpin) temperatura medie anuală este negativă, ajungând la $-2,3^{\circ}\text{C}$ la 2 500 m altitudine. Amplitudinile termice sunt mici, de 16 – 18°C , iar numărul zilelor cu îngheț este de 200 în etajul subalpin și depășește 250 zile/an în etajul alpin. Temperaturile medii de iarnă sunt de -10 , -11°C pe cele mai înalte creste și de -7 , -8°C în etajul subalpin. Minimumul termic se înregistrează în februarie ($-27,9^{\circ}\text{C}$), iar maximumul termic în august. Umiditatea relativă a aerului crește de la 80%

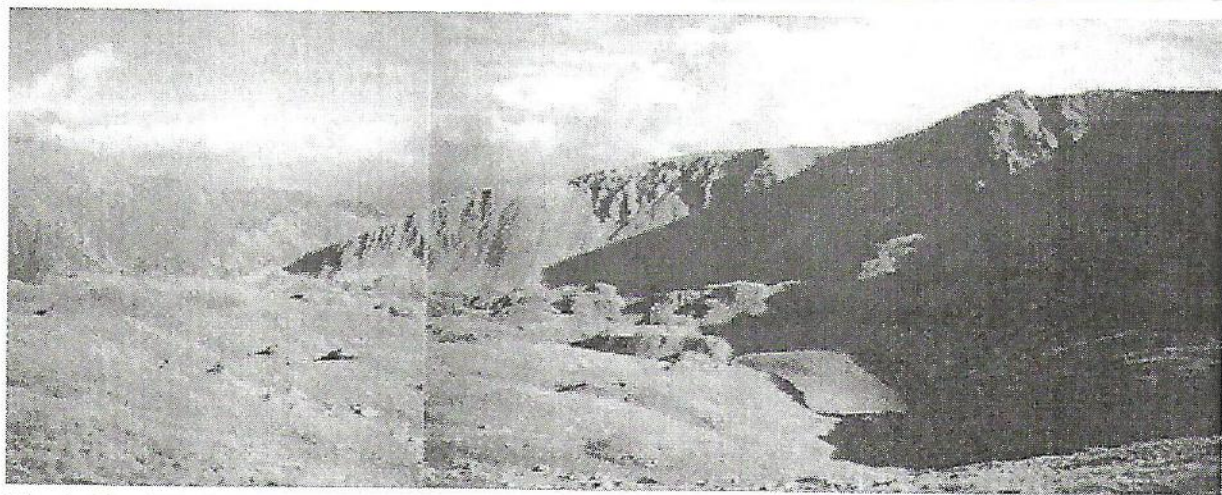


Fig. 5. Circul glaciara Galbena, lacul Galbena I; se observă două trepte ale circului, rocile mutonate, barele structurale și două protalus rampart

la 1 800 m altitudine la 82,6% la 2 000 m și 84% la peste 2 500 m altitudine. Precipitațiile medii anuale sunt de 1100 mm (la 1 700 m altitudine) și 1 300 mm (pe cele mai înalte culmi). Numărul mediu de zile cu ninsoare este de peste 100 zile/an; primele ninsori la altitudini de peste 1 700 m se produc la sfârșitul lunii septembrie. Viteza medie a vântului este de 3–4 m/s în etajul subalpin și 10 m/s în etajul alpin, iar viteza maximă a vântului atinge 34 m/s în etajul subalpin și depășește 40 m/s în cel alpin.

Vârfuri și creste modelate periglaciara — vârfulurile piramidale sau conice, interfluviile de tip custură s-au format în pleistocen, în condițiile de modelare ale etajului criogen supraglaciara (acestea continuându-se și în holocen) și caracterizează interfluviile de la obârșile Văii Rele:

- *vârfuri piramidale*, reprezentând nivelul superior de gipfelflur sunt: Scărișoara Mare, Galbena, Piscu Roșu, Moldoveanu, Viștea Mare, Portița Viștei, Hârtopu Ursului, Galbenele, Gălășescu Mare;

- *custuri*: Scărișoara Mare, Viștea Mare-Moldoveanu-Piscu Roșu, Muntele Buduri, Muntele Gălășescu.

La acestea se adaugă și alte forme de dezagregare cum ar fi:

- *acele și colții de stâncă*: pe custura Viștea Mare-Moldoveanu, Portița Viștei, Muntele Buduri;

- *crăpături* în lungul planurilor de diaclaza-

re din roci, ce corespund uneori cu planurile de șistozitate a acestora;

- *versanți dezgoliți și afectați de degradări*: pereții circului Buduri, peretele sudic al circului Roșu, pereții sudic și vestic ai circului Galbena, versantul vestic al căldării Văii Rele, pereții circului Zbuciumatu.

Formele periglaciara de versant

- *râuri de pietre*: pe pereții circurilor Roșu, Valea Rea, Buduri;

- *torenți de pietre* am identificat în partea superioară a pragului glaciara Valea Rea, cu lungimi de peste 100 m și lățimea conurilor de grohotiș de 10–20 m;

- *conurile de grohotiș* apar la baza torenților de pietre și a culoarelor de avalanșă, ocupând suprafețe importante în cadrul circurilor și văilor glaciara. Cele două mici circuri suspendate din circurile Valea Rea și Galbena sunt în totalitate acoperite de conurile de grohotiș aflate la capătul unor culoare de avalanșă ce pornesc de sub custura Moldoveanu-Piscu Roșu, respectiv Muntele Scărișoara. Numeroase conuri și trene de grohotiș se întâlnesc și pe peretele sudic al circului Galbena, sau pe peretele sudic al circului Valea Rea, predispoziția structurală fiind aici evidentă. Multe conuri de grohotiș, aflate la baza unor culoare de avalanșă de mari dimensiuni se întâlnesc și pe pragurile glaciara Valea Rea, Buduri și Roșu, sau pe versantul estic al văii glaciara, la baza culoarelor de avalanșă de pe Muntele Gălășescu Mare. Unele conuri de grohotiș au fost parțial fixate de vegetație, uneori chiar

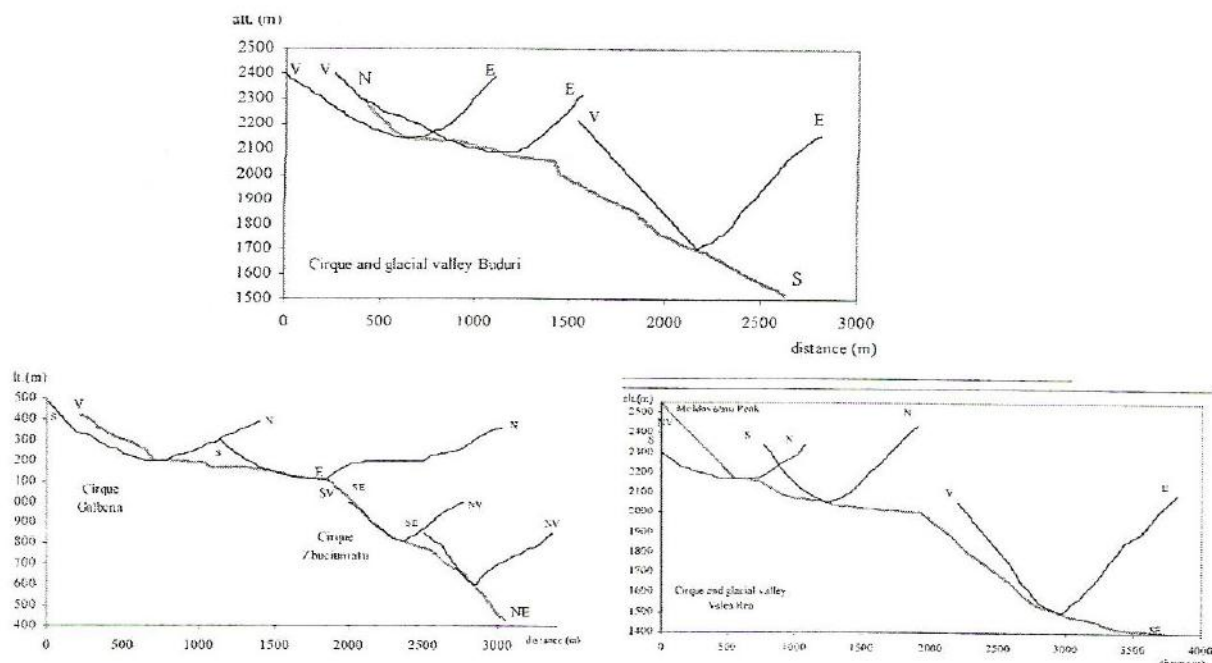


Fig. 6. Profile longitudinale și transversale ale circurilor și văilor glaciare din complexul Valea Rea

arborescentă, așa cum este cel de la baza pragului glaciar Roșu, alte conuri sunt mai vechi, alcătuite din gelifRACTE de mari dimensiuni, peste care s-a instalat vegetație ierboasă (pragul Valea Rea, pragul Buduri) sau forestieră (pragul Zbuciumatu-Galbena și versantul vestic al văii glaciare Valea Rea);

- *culoarele de avalanșă* se întâlnesc pe pereții tuturor circurilor glaciare din bazinul Văii Rele, pe pragurile glaciare ale Văii Rele, Galbena, Buduri, Roșu. Sub custura Viștea Mare-Moldoveanu-Piscu Roșu, aceste culoare depășesc lungimi de 300 m — spre exemplu culoarul ce pornește din Spintecătura Moldoveanului. Altele au adâncimi mari, până la 10 m, cum este cel de sub Muchia Buduri. Culoare de avalanșă ramificate și lungi cât toată lungimea versantului se întâlnesc pe versantul vestic al Muntelui Gălășescu Mare, spre valea glaciară;

- *terasetele de solifluxiune* se dispun paralel în lungul curbilor de nivel, pe suprafețe cu înclinări ce nu depășesc 32° , având lățimi de câțiva metri și înălțimi de 20–30 cm. Se întâlnesc pe culmile sudice ce pornesc din vârfurile Moldoveanu, și chiar pe peretele sudic al treptei inferioare a ciroului Iezerul Moldoveanu, pe platoul din sudul Vârfului Galbena (fig. 7), Muntele Roșu, dar și în ciroul Valea Rea. Dezvoltarea lor este acce-

lerată și de pășunat. De asemenea, pe pragurile glaciare ale Văii Rele, Roșu, Buduri, gelifRACTE mai vechi au fost acoperite de vegetație ierboasă, fiind parțial fixate; aici se întâlnesc terasete și mici *ondulații de solifluxiune*. Ondulații de solifluxiune se întâlnesc în Șaua Pojarna și Șaua Roșu;

- *nișe de nivație* - o nișă de nivație se află sub Vârful Galbena, în partea nordică a acestuia: pereții acesteia sunt înalți, de aproximativ 40 m, fundul este înclinat, însă înierbat; este situată chiar deasupra umerilor glaciari ai ciroului Roșu. O nișă de nivație cu caractere asemănătoare se află sub Șaua Viștei, din aceasta pornind un culoar de avalanșă spre Iezerul triunghiular;

- *semipâlniile nivale* sunt adesea asociate cu torenții de pietre și culoarele de avalanșă, dezvoltându-se la partea superioară a acestora prin adâncirea mai puternică în partea lor axială, cum ar fi cea de pe piciorul estic al Muntelui Roșu;

- *potcoave nivale (protales rampart)*: cea mai mare și mai bine individualizată se află pe treapta superioară a ciroului Valea Rea, la baza peretelui sudic al ciroului (de sub Piscu Roșu), în continuarea unor culoare de avalanșă (fig. 8). Alte două potcoave nivale, de dimensiuni mai mici se întâlnesc la baza perete-

Nr crt	The morphometric parameter	Valea Rea Glacial Complex				
		Buduri	Valea Rea	Roșu	Galbena	Zbuciumatu
0	1	2	3	4	5	6
1	Lowest floor altitude (lowalt) [m]	2050	2000	2150	2120	1800
2	Medium floor altitude (flooralt) [m]	2110	2105	2195	2160	1875
3	Maximum floor altitude (maxflat) [m]	2170	2210	2240	2200	1950
4	Crest altitude on median axis (medcra) [m]	2250	2350	2300	2370	2020
5	Maximum crest altitude (maxcra) [m]	2330	2350	2300	2370	2030
6	Maximum above, within area draining into cirque (maxabalt) [m]	2470 Vf Galășescu	2544 Moldoveanu	2430 Piscu Roșu	2489	2160
7	Height on the median axis (H) [m]	200	350	150	250	220
8	Maximum floor amplitude (maxflamp) [m]	120	210	90	80	150
9	Length of median axis, crest to threshold (L) [m]	950	1500	400	1300	475
10	Maximum width perpendicular to the median axis (W) [m]	900	1125	575	1400	625
11	Maximum headwall height crest to floor, along any single slope line (wallht) [m]	80	140	60	170	80
12	Width/ length ratio (widlen)	0.94	0.75	1.43	1.07	1.31
13	Length/ width ratio	1.05	1.33	0.69	0.92	0.76
14	Length/ height index	4.75	4.28	2.66	5.2	2.15
15	Perimeter (P) [m]	3600	4475	2275	4625	1800
16	Floor area (fIS) [km ²]	0.3	0.5	0.08	0.6	0.08
17	Cirque area (S) [km ²]	0.75	1.1	0.2	1.3	0.2
18	Relative size (S/H) [km]	3.75	3.14	1.33	5.2	0.9
19	Main size [kmc]	0.358	1.238	0.073	0.953	0.136
20	Circularity index (CI)	0.72	0.68	0.48	0.76	0.77
21	Aspect of the median axis (degrees outwards, clockwise from north)	150° SSE	110° ESE	125° SE	63° ENE	42° NE
22	Relative aspect	SE	E	SE	NE	NE
23	Axial gradient (axgrad) [°]	12	13	22	11	28
24	Medium floor gradient (medflgrad) [°]	10	10	19	5	25
25	Medium wall gradient (medwall) [°]	19	34	29	24	40
26	Lake	Bedrock floor, minor lake	Minor lake, major peat bog	Minor peat bog, minor lakes	Major lakes, minor lakes and peat bogs	Drift-covered floor
27	Type	Valley-side	Valley-head tandem with threshold	Valley-side	Valley-side tandem	Valley-side

Tabelul 1. Variabilele morfometrice ale circurilor glaciare din complexul Valea Rea

lui sudic al circului Galbena (fig. 5), către pragul glaciare și parazitează restul de morenă menționat mai sus;

• *torenții nivo-fluviali* ale căror conuri de dejecție sunt mai slab dezvoltate și pe ale căror canale se concentrează atât apele pluviale, cât și cele provenite din topirea zăpezii se întâlnesc pe pereții estici ai circurilor Buduri și Valea Rea, pe peretele vestic al circului Zbuciumatu, pe pragurile glaciare Buduri și Valea Rea.

Forme periglaciare pe suprafețe plane

- formă incipientă de *ghețar de pietre* se dezvoltă în partea vestică a Iezerului Moldoveanu: gelifracțele formează valuri, dar nu foarte accentuate datorită pantei mari, ocupând apoi un jgheab alungit și lat de până la 30 m în sud-estul celui de-al doilea prag din cadrul circului;
- *microdepresiuni nivale* se întâlnesc în număr de trei în Șaua Pojarna (având următoarele dimensiuni 16,5/10,5 m, 21/15,5 m, 30/5 m);

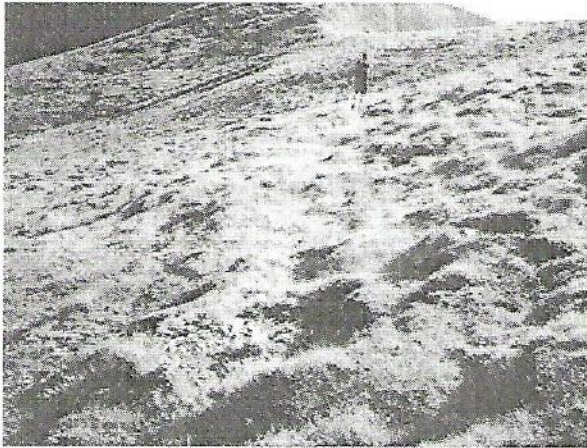


Fig. 7. Terasete de solifluxiune sub Vârful Galbena



Fig. 8. Iezerul triunghiular Moldoveanu și protalus rampart sub custura Moldoveanu-Piscu Roșu

Forme de relief glaciar	Denumirea	Altitudinea (m)	Caract. geologice	Influențe litologice, structurale, tectonice	Panta	Expoziție	Forma circului				Umeri glaciari	Microforme glaciare		
							Complex (compus)	Tandem	Simplu, contur semi-circular	Alungit		de eroziune	de acumulare	Lac glaciar
Circuri	capăt de vale	Valea Rea	2000-2350	micașturi, mivele de amfibolite	subsecvent	13	E	*	*		*	*		*
	laterale văi	Buduri	2050-2330	micașturi, amfibolite	consecvent	12	SE			*	*			*
		Roșu	2150-2300	micașturi, calcare cristaline, amfibolite	subsecvent	22	SE		*					*
		Galbena	2120-2370	micașturi, amfibolite, calcare cristaline	subsecvent, fahe	11	NE	*	*			*	* ?	****
		Zbuciumatu	1800-2030	micașturi	obsecvent	28	NE		*				*	
Praguri glaciare	praguri glaciare majore	Buduri	2050-1650		*	> 50°	SV				*			
		Valea Rea	2000-1650	micașturi, amfibolite	*		SE				*			
		Roșu	2150-2000		*		E				*			
		Galbena	2120-1900		*		NE				*			
		Zbuciumatu	1800-1650		*		N							
	praguri glaciare minore (între treptele circului)	Valea Rea	2250-1980	micașturi		> 35°								
			2150-2090	amfibolite	*									
		Buduri	2140-2090	amfibolite	*									
			2250-2200	amfibolite	*									
		Galbena	2150-2110	micașturi	*									
Văi glaciare	văi glaciare majore	Valea Rea	1650-1430	micașturi, amfibolite, calcare cristaline	consecvent, falii NV-SE	< 27°	SE					*	*	
Șei de transfluență glaciară	Șaua Pojarnei	2030	micașturi											

Tabelul 2. Principalele caracteristici ale reliefului din complexul glaciar Valea Rea

Denumirea lacului	Circul	Altitudinea (m)	Suprafața (mp)	Adâncimea (m)	Volumul (m ³)
Galbena I	Galbena	2195	12100	7,95	58756
Galbena II	Galbena	2188	1660	0,90	-
Galbena III	Galbena	2115	3230	0,80	-
Iezerul Moldoveanu	Iezerul Moldoveanu	2156	5100	1,46	3347
Iezerul Buduri	Buduri	2168	5700	2,05	6581

Tabelul 3. Datele morfometrice ale principalelor lacuri glaciare din complexul Valea Rea (după I. Pișota, 1971)

• *pietre cumpănite (frost heaving stones)* se întâlnesc pe buza celui de-al doilea prag al circului Iezerul Moldoveanu (în apropierea lacului); sunt în poziție verticală, cu baza înfiptă cam 1/3 în sol și cu diametre în jurul a 10–15 cm. O altă situație am întâlnit-o în su-

dul Vârfului Galbena, unde o lespede de 20 cm era înfiptă în sol pe cant;

• *mușuroaiele înierbate (earth hummocks)* se asociază în câmpuri în zonele de extindere a suprafeței Borăscu: culmea Buduri, dar și pe treapta inferioară a circului Iezerul Moldoveanu.

BIBLIOGRAFIE

- BALINTONI et al. (1986), *Considerations on a preliminary structural model of the South Carpathian crystalline east of the Olt river*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., 70 - 71/5 (1983; 1984), București, p. 23–25.
- EVANS, S.I., COX, N.J., (1995), *The Form of Glacial Cirques in English Lake District*, Z.Geomorph., 39, 2, Berlin-Stuttgart, 175–202.
- FLOREA, M. (1998), *Munții Făgărașului. Studiu Geomorfologic*, Editura Foton, Brașov.
- GARCIA-RUIZ, J.M., Gomez-Villar, A., Ortigoza, L., Marti-Bono C. (2000), *Morphometry of Glacial Cirques in the Central Spanish Pyrenees*, *Geografiska Annaler*, 82 A (4), 433–442.
- GHEUCA, I. (1988), *Versantul sudic al Munților Făgăraș, litostratigrafie și tectonică*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., 72–73/5 (1985; 1986), București, p. 19–28.
- GRECU, FLORINA, PALMENTOLA, GIOVANNI (2003), *Geomorfologie dinamică*, Editura Tehnică, București, 392 p.
- GRECU, FLORINA, COMĂNESCU, LAURA, 1998, *Studiul reliefului. Îndrumător pentru lucrări practice*, Editura Universității București, București.
- GRIGORE, M. (1979), *Reprezentarea grafică și cartografică a formelor de relief*, Editura Academiei, București.
- PANĂ, D. (1990), *Central and northern Făgăraș - lithological sequences and structure*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol 74/5, București, p. 81–99.
- PIȘOTĂ, I. (1971), *Lacurile glaciare din Carpații Meridionali*, Editura Academiei Române, București.
- POSEA GR., GRIGORE M., POPESCU N., IELENICZ M. (1974), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- POSEA Gr., POPESCU N., IELENICZ M. (1974), *Relieful României*, Editura Științifică, București.
- SÎRCU, I. (1958), *Contribuții cu privire la problema gipsfelflurului și a suprafețelor de penplenă din Munții Făgărașului*, An. Univ., Al. I. Cuza Iași, Secț. II (Șt. Nat.), b. Geol. - Geogr., T. VIII, 81–94 p.
- TOMA, SMARANDA (2001), *Morfometria circurilor glaciare din sectorul central al Masivului Făgăraș*, Editura Argonaut, Cluj-Napoca.
- URDEA, P. (2000), *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București, 272 p.
- *** (1987), *Harta geologică a României, scara 1:50 000, foaia Nucșoara - Iezer*, Inst. Geol., București.
- *** (1983), *Geografia României*, I, Editura Academiei, București, 662 p.
- *** (1987), *Geografia României, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, Editura Academiei Române, București, 472 p.

Semnificația geomorfologică a poziției geografice a orașului și impactul asupra mediului. Studiu de caz: Copșa Mică

Florina GRECU, Steliana-Silvia NIȚĂ, Laura COMĂNESCU

Cuvinte-cheie: poluare, mediu, relief, poziție geografică, Copșa Mică

Geomorphological Meaning of City Location and its Impact on the Environment. Case Study: Copșa Mică.

The Copșa Mică case study was chosen because of its environmental complex problems. The landforms disposal influences the mass air flows through the Târnava Mare corridor and the dispersion of gas, particulates pollutants given by the industrial activities on the Copșa Mică's chemical platform as well. The assessment involves a large area, on the Târnava Mare River between Micăsasa and Mediaș, even the Visei Valley to Agârbiciu. There were analyzed SO_2 and SO_4^{2-} , lead and suspended particulates. The predominance of the atmospheric chromium generates the same time intervals, when the pollutants are accumulated around the areas of platform and it determines an increasing of concentration's values over the low limits in a valley environment. This pollution background leads to the rising of the morbidity incident in the exposed population.

1. Introducere

Obişnuit prin poziție geografică se redă în special poziția matematică sau cea în cadrul continentului. Semnificativă pentru dezvoltarea orașului este însă raportarea la unitățile de relief. Spre exemplu, când se precizează că poziția geografică a orașului X este în aria montană, în valea... sau în câmpia... se arată forma majoră de relief care a facilitat apariția localității respective, care a impus un anumit tip de economie, dar și o anumită structură funcțională în cadrul mai larg al spațiului geografic. Rezultă că între poziția geomorfologică a orașului și mediul său existențial relațiile sunt bidirecționale. Astfel, relieful a favorizat așezarea umană cu tot ce semnifică ea, inclusiv cu mediul geografic, spiritul și cultural, iar sistemul urban, prin funcțiile sale, are un impact evident asupra reliefului. Exemple sunt multiple, practic fiecare localitate poate fi analizată în această viziune. Sunt cunoscute riscurile la sufoziune și tasare în orașul Brăila, situat în câmpia de terase cu același nume, la contactul cu Valea Dunării.

S-a ales ca studiu de caz orașul Copșa Mică, ca urmare a problemelor de mediu complexe pe care le ridică platforma industrială cu profil de metalurgie neferoasă și industrie chimică.

Pentru orașul Copșa Mică dispoziția formelor de relief influențează canalizarea maselor de aer pe culoarul Târnavei Mari și, implicit, dispersia poluanților gazoși și a pulberilor în suspensie, emise de activitățile industriale ale platformei chimice Copșa Mică.

2. „Culoarul” Târnava Mare-Valea Visei

Orașul Copșa Mică este situat în valea Târnavei Mari la confluența cu valea Visei extinzându-se spre sud-est și în Dealurile Șoalei. Aici caracteristicile reliefului sunt impuse de domul gazeifer Copșa Mică.

Caracterul de culoar de vale al Târnavei Mari continuat cu culoarul văii Visa este dat de cuesta de pe dreapta Târnavei Mari care funcționează ca un baraj în calea maselor de aer până la o anumită altitudine, precum și de desfășurarea suprafețelor morfologice. Astfel, suprafața cu altitudini de 450–490 m (în perimetrul localității Copșa Mică), se găsește la altitudini ceva mai înalte spre est (550–600 m). Acest nivel poate fi urmărit pe toată lungimea văii Târnava Mare, continuându-se și pe valea Visei. Tot cu caracter de continuitate pe cele două văi apar și lunca și terasele inferioare,

care pătrund uneori și pe văile afluențe. Lărgimea văii la acest nivel variază pe valea principală Târnava Mare (unde poate atinge valori în jur de 1 km și peste) și văile secundare.

Suprafața superioară având altitudini de 600 m în vest și 700 m în est se dezvoltă la nivelul interfluviilor principale orientate est-vest.

Altitudinile relative ale suprafeței inferioare (dar și a celei superioare) nu sunt în măsură să pună în evidență un culoar geomorfologic (*in stricto sensu*), dar ele marchează o vale largă ale cărei particularități permit direcționarea maselor de aer poluate (datorită obiectivelor industriale din localitatea Copșa Mică) în direcția celor două văi, cu defășurare ușor extinsă spre sud și sud-vest față de nord (unde apare cuesta Târnavei Mari).

Spre exemplu, altitudinile relative ale suprafeței inferioare la sud-est și sud-vest de Copșa Mică se mențin la 155–165 m deasupra albiei Târnavei Mari și la circa 130 m deasupra Vișei (la nord de Șeica Mare) și la circa 100 m la sud-vest de Șoala (Gârbacea, Grecu, 1994).

Dacă, în partea nordică, cuesta Târnavei Mari reprezintă un abrupt afectat de ample procese gravitaționale și torențiale, constituind treapta înaltă a nivelului inferior de 500–550 m (Josan, 1979) la sud-est de Copșa Mică, relieful este adaptat structurii domului Copșa Mică, cu versanți structurali și rețea hidrografică caracteristică (caracter semicircular la periferia domului), văi simetrice sau asimetrice în funcție de poziția în cadrul sau la periferia domului.

Pe suprafețele structurale și suprafețele morfologice menționate cu înclinări reduse poluanții din atmosferă se găseau (găsesc) la distanțe destul de mari (15–20 km) de Copșa Mică la nivelul culturilor agricole, ducând în timp la poluarea solului.

2. Surse de poluare și starea mediului

În orașul Copșa Mică sursele de poluare sunt reprezentate de întreprinderile *Carbosin* și *Sometra SA* cu specific metalurgic, respectiv chimic.

Întreprinderea metalurgică, denumită inițial *Sonemin* a fost amplasată pe malul stâng al Târnavei Mari, în vecinătatea căii ferate și în

apropierea exploatarei de gaze naturale, încă din anul 1939. La înființare, întreprinderea producea zinc după tehnologia clasică de distilare în cupatoare cu retorte orizontale-Birkengang. Din 1948 până în 1960, dezvoltarea întreprinderii este etapizată, mărindu-se capacitatea de producție. Se lărgeste profilul prin realizarea fabricii de acid sulfuric, intră în funcțiune două instalații de rafinare termică a zincului, de recuperare a cadmiului și două instalații Waeltz de producere a oxizilor. După 1960 este restructurată și modernizată prin realizarea instalației complexe de extragere concomitentă a zincului și plumbului din minereuri, pe baza licenței engleze *Imperial Smelting Processes*. În 1966 intră în funcțiune instalația de rafinare electrolitică a plumbului și de recuperare a metalelor: bismut, aur, argint, pe baza licenței italiene *Montepioni - Montevecchio*.

Procesul de extindere a continuat prin realizarea unei instalații de recuperare și producere a stibiului metalic, a antimoniului de sodiu și a sulfurii de stibiu, a instalației de producere a sulfatului de zinc și de producere a pulberii de zinc.

În 1984 este pusă în funcțiune a doua instalație de extragere concomitentă a zincului și plumbului din concentrate miniere și se opresc vechile instalații. În prezent, întreprinderea cu noua sa denumire de *S.C. Sometra S.A.* parcurge o nouă etapă de modernizare și diversificare a producției.

Altă unitate industrială importantă, care a funcționat în Copșa Mică din 1935, a fost întreprinderea *Carbosin*, cu profil de chimizare a gazului metan extras din câmpia de sonde Șomird - Copșa Mică și ulterior din domurile de la Bazna. Producea în principal negru de fum și apoi acizi organici, monomeri metacrilici, mase plastice. În ultimii ani, scăderea eficienței economice și menținerea unui nivel ridicat de poluare zonală au condus la intrarea întreprinderii *Carbosin* (din 1995), în faza de lichidare, ceea ce a condus la scăderea nivelului de impurificare atmosferică.

Platforma industrială Copșa Mică cu profil metalurgic și chimic a fost amplasată în zona culoarului de vale Târnava Mare.

Sinuozitatea văii, denivelările de circa 200 m

și fragmentarea versanților provocată de rețeaua hidrografică secundară reprezintă cule de canalizare a curenților de aer cu influențe limitate în transportul contaminanților atmosferici. La relieful fragmentat se adaugă topografia urbană, cu rețeaua de străzi și ansamblurile de locuințe și construcții civile cu mai multe nivele, orientate diferit care direcționează curenții de aer, diminuându-le viteza de deplasare și eficiența dispersiei poluanților aeropurtați.

Condițiile naturale și antropice din zona Copșa Mică contribuie în mare parte la frânarea procesului complex de dispersie, creând situații de acumulare a poluanților sau de dispersie limitată în culoarul Târnavei Mari.

Prin analiza gradului de impurificare datorat activităților industriale ale întreprinderilor Sometra cu profil de metalurgie neferoasă și Carbosin cu profil chimic (în fază de lichidare din 1995) se desprind ca poluanți majori oxizii de sulf: SO_2 și SO_4^{2-} , plumbul și pulberile în suspensie.

Studiul a investigat un areal extins, în lungul văii Târnavă Mare până la distanțe de 10–11 km aval și amonte de platforma industrială, între localitățile Micăsasa și Mediaș, dar și pe valea Visei ce se deschide în fața platformei, până în aval de localitatea Agârbiciu.

Analiza rezultatelor obținute prin prelevări de probe de aer și măsurători asupra parametrilor meteorologici, la nivelul anului 2000, a condus la realizarea hărților de dispersie, care ilustrează sugestiv modul distribuției izoconcentrațiilor poluanților investigați. Izoconcentrațiile pentru SO_2 au valori cuprinse între 0,35 și 0,25 mg/m^3 (CMA medie este de 0,25 mg/m^3). Cel mai ridicat nivel cu SO_2 s-a determinat în localitatea Copșa Mică și în arealul imediat învecinat pe o rază de 1–2 km. Este afectat un areal relativ restrâns cu valori ce depășesc limita admisă, ca urmare a dizolvării SO_2 într-o atmosferă umedă (localitatea Copșa Mică), în acid sulfuros și prin oxidare în acid sulfuric. În acest fel se explică fondul de poluare mai ridicat cu SO_4^{2-} și extinderea lui în teritoriu (fig. 1, 3).

Izoconcentrațiile de SO_4^{2-} au valori cuprinse între 0,028–0,012 mg/m^3 (CMA medie este de 0,012 mg/m^3) alungindu-se în culoarul de

vale între Mediaș și Micăsasa pe circa 23 km, iar pe valea Visei pătrunde pe o distanță de peste 5 km. Cele mai mari concentrații s-au determinat în localitățile Copșa Mică și arealul limitrof fiind marcat de izoconcentrația de 0,028 mg/m^3 având o rază de 2–3 km în jurul sursei de emisie (fig. 2, 4).

Plumbul este reprezentat prin izoconcentrațiile de 0,0011–0,0007 mg/m^3 (CMA medie este de 0,0007 mg/m^3). Având densitate mare (11), nu este transportat la distanțe mari de către curenții de aer locali. Arealul de impurificare cu plumb este relativ unic. S-au determinat în localitatea Copșa Mică, în arealul limitrof platformei industriale, izoconcentrația de 0,0011 mg/m^3 marcând această suprafață cu raza de 2–5 km din jurul sursei de emisie (fig. 1, 5). Izoconcentrația de 0,0007 mg/m^3 corespunzătoare limitei admise se alungește în lungul Târnavei Mari pe circa 10 km aval și amonte de sursă și pe 4–6 km pe valea secundară a Visei, cuprinzând în interior și localitatea Axente Sever.

Altă sursă de impurificare cu plumb a atmosferei o reprezintă transportul auto, dar prezența lui este determinată în lungul căilor rutiere și până la 100m de o parte și de alta a acestora. Pulberile în suspensie au un areal de impurificare mai extins în teritoriu fiind produse atât pe platforma industrială cât și de celelalte activități socio-economice ale localităților Copșa Mică, Mediaș la care se adaugă transportul rutier și feroviar (fig. 2, 6).

Harta de dispersie (fig. 2) care cuprinde izoconcentrațiile pentru pulberi în suspensie cuprinde două nuclee de concentrație: una se suprapune orașului Copșa Mică și arealului limitrof, fiind delimitat de izoconcentrația de 0,45 mg/m^3 și celălalt Mediașului, fiind marcat de izoconcentrația de 0,30 mg/m^3 , depășind de trei, respectiv, de două ori limita admisă.

Izoconcentrația de 0,15 mg/m^3 corespunzătoare limitei admise se extinde mult în teritoriu, pe axa Târnavei Mari, incluzând Micăsasa și orașul Mediaș pe circa 27 km, iar pe valea Visei pătrunde pe 6 km depășind localitatea Agârbiciu.

Distribuția izoconcentrațiilor urmărește interfluviul, topografia locală, care se impune

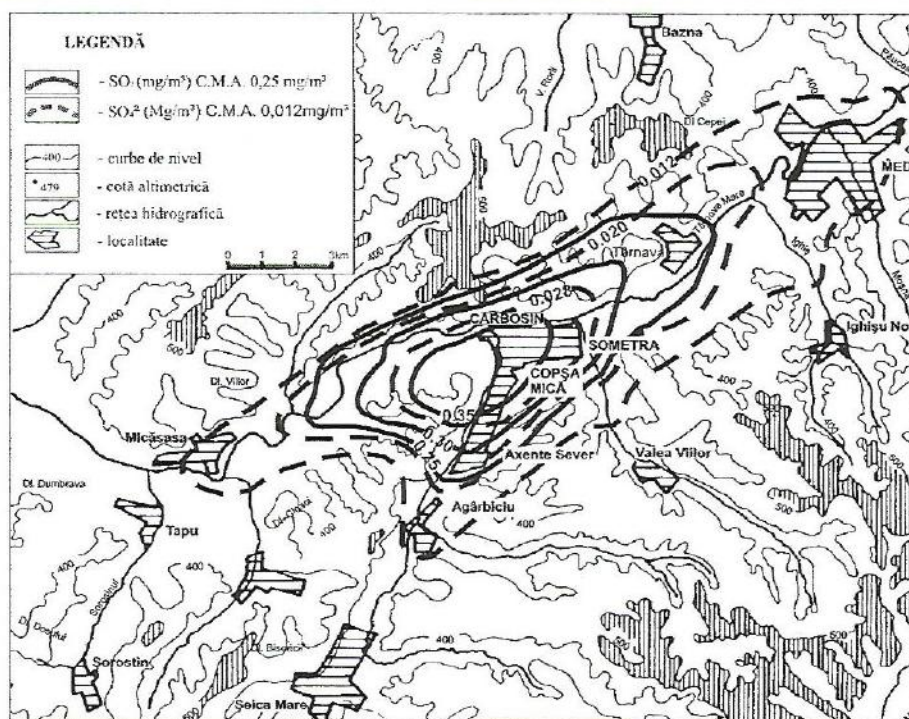


Fig. 1. Influența reliefului în poluarea aerului cu SO_2 și SO_4^{2-}

în dirijarea curenților de aer ce transportă noxele emise de sursele dirijate și nendirijate ale platformei industriale Copșa Mică, prioritar în lungul culoarului de vale principal Târnava Mare, conform rozei de poluare (Niță, 2001). Această dispunere este pusă în evidență de analiza unor parametri ai vântului.

Astfel, din analiza frecvenței și vitezei medii a vântului se desprind ca dominante direcțiile: V 15,4% cu viteza medie de 2,9 m/s, E 14,2 % cu viteza medie 2,5 m/s, SV 13,8% cu viteza medie 3,0m/s și NE 12,5% cu viteza medie 2,8m/s; aceasta explică prezența unui fond de poluare cu valori medii peste normele în vigoare, pe aliniamentul culoarului de vale între Micăsasa și Mediaș (fig. 7, 8). Masele de aer impure pendulează pe această direcție fiind deplasate atât de circulația atmosferică generală cât și de circulația locală ilustrate de roza vânturilor și roza de poluare. Circulația locală se manifestă în special în sezonul cald prin formarea brizei de munte. Calmul atmosferic care reprezintă 30,1% determină tot atâtea situații de acumulare a poluanților, de creștere a valorilor concentrațiilor acestora și impurificare la cote înalte a arealelor limitrofe platformei industriale: orașul Copșa Mică

și valea Târnavei Mari. Lipsa ventilației o perioadă îndelungată generează momente critice cu influențe negative asupra stării de confort a populației expuse. Predominarea curenților de aer din vest și sud-vest orientați datorită văii principale Târnava, dar și a celor secundare (Soroștinul și Agârbiciul) determină transportul impurităților platformei industriale, cu valori peste limita admisă, spre Mediaș (fig. 7, 8).

Aceste aspecte se pot amplifica când se asociază, cu inversiunea termică care limitează sau anulează schimbul pe verticală al maselor de aer. Frecvența și durata producerii inversiunilor termice sunt caracteristice zonei joase a Târnavei Mari și se manifestă cu precădere în sezonul rece.

Din analiza factorilor de mediu care condiționează procesele de impurificare și autopurificare a zonei Copșa Mică-Mediaș, o pondere mai mare o dețin factorii care contribuie la creșterea gradului de poluare zonal. Din această categorie fac parte:

- factorii topografici- valea sinuoasă a Târnavei Mari, mărginită de versanți cu denivelare de 100–200 m ce favorizează instalarea inversiunilor de temperatură cu influențe în creșterea nivelului de poluare

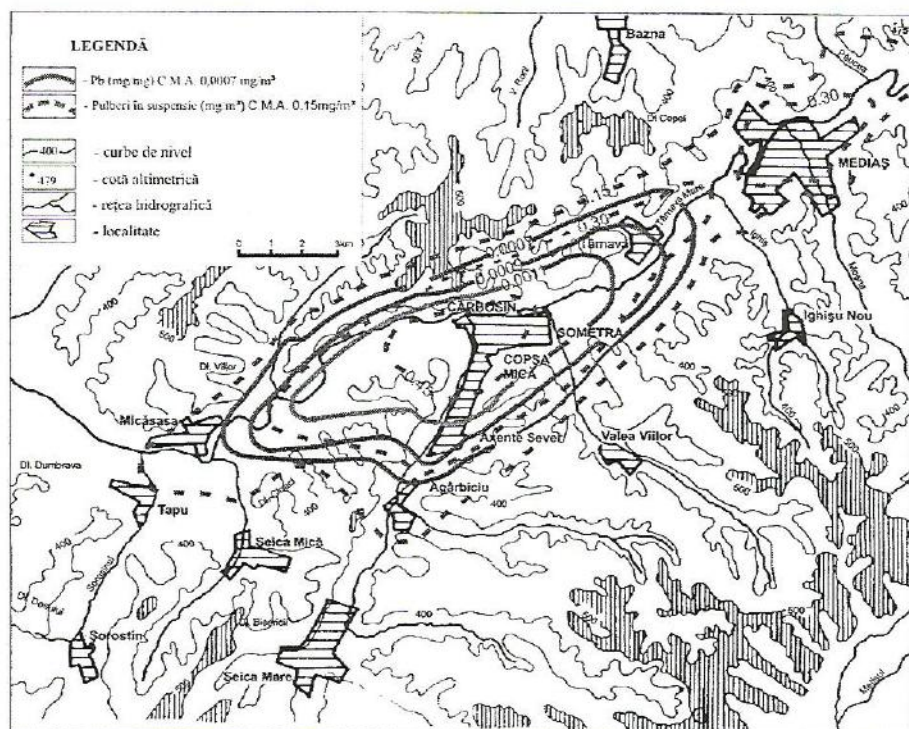


Fig. 2. Influența reliefului în poluarea aerului cu Pb și pulberi

• factorii meteorologici cu rol în dispersia contaminanților atmosferici. În zona studiată factorul eolian are viteze reduse, nu depășește 3 m/s viteză medie, ceea ce contribuie la transportul limitat al poluanților, datorită rugozității, menținându-se valori ridicate ale concentrațiilor

• factorii antropici- centrele urbane Copșa Mică și Mediaș prin activitățile productive și socio-economice contribuie la creșterea gradului de impurificare zonal

Prezența rugozității urbane a celor două centre determină valori ridicate ale calmului atmosferic, cu rol în stagnarea și acumularea substanțelor impurificatoare, determinând creșterea gradului de disconfort, cu consecințe asupra morbidității populației expuse.

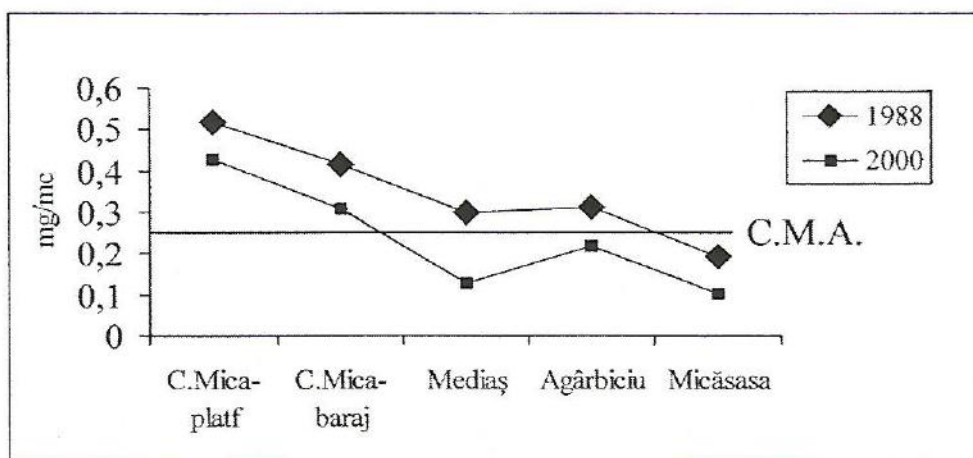
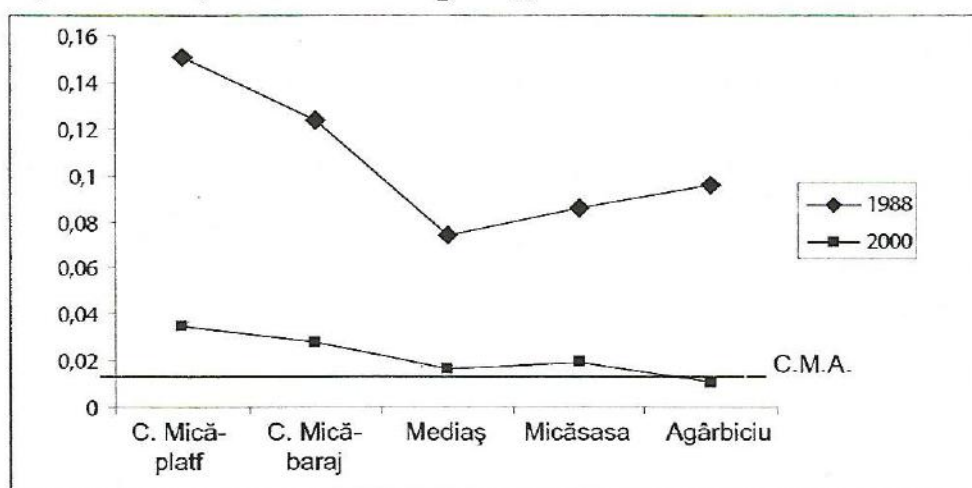
3. Impactul asupra populației

Poluarea complexă a aerului, apei, solului și vegetației produsă în zona Copșa Mică determină unele particularități ale dezvoltării fizice și neuropsihice a copiilor și tinerilor, dar și a stării de sănătate generală a populației.

Investigațiile întreprinse de-a lungul anilor de Institutul de Sănătate Publică Cluj-Napoca,

Inspectoratul de Sănătate Publică Sibiu au stabilit corelații între concentrațiile de SO_2 agent iritant și incidența sau agravarea bronșitei cronice, a crizelor de dispnee la asmatici și unele simptome respiratorii — prezența tusei.

Altă corelație s-a stabilit între concentrațiile de plumb anorganic și impregnarea organismului cu plumb, care au condus la creșterea valorii plumbemiei și plumburiei, a plumbului din păr și din laptele matern în cazul persoanelor adulte. Plumbemia și plumburia sunt teste pentru diferențierea presaturismului de saturnism. Se consideră o impregnare primejdioasă când plumbemia atinge valori de 60 mg/100 ml sânge. În aceste condiții apar primele semne clinice specifice saturnismului, facies saturnin: fața are aspect palid, ochii devin galbeni, urmat de colica saturnină. O primă manifestare clinică a impregnării organismului cu plumb în presaturism este apariția lizerului sau dunga lui Burton reprezentând o colorație albăstruie ce apare pe marginea liberă a gingiei, în urma precipitării în capilare a plumbului sub formă de sulfură de plumb. La copii pe lângă valorile crescute ale plumbemiilor și plumburiilor din sânge s-au constatat modificări sanguine — anemii, întârzieri în creștere și osificare.

Fig. 3. Concentrația medie anuală a SO₂ la Copșa MicăFig. 4. Concentrația medie anuală a SO₄²⁻ la Copșa Mică

Analiza comparată a gradului de poluare atmosferică din anii 1988 și 2000 reliefează nivele diferite ca urmare a încetării funcționării întreprinderii Carbosin și a măsurilor de protecție materializate prin programe de restructurare luate de Sometra.

Planul de reformare 1998–2002 al societății nu a fost realizat decât în procent de 20%, fapt ce se oglindește în scăderea relativă a valorilor concentrațiilor de SO₂, SO₄²⁻, Pb și pulberi în suspensie. Sugestive sunt graficele realizate pe baza valorilor concentrațiilor medii pentru fiecare agent poluator determinat, în întreg perimetru investigat (fig. 3–6).

Evoluția nivelului de impurificare pentru SO₄²⁻ prezintă o scădere de la 0,151 mg/m³ la limita funcțională a platformei Sometra în 1988, la 0,035 mg/m³ în 2000, iar localitatea Micăsasa are o valoare medie de 0,011 mg/m³

fiind sub limita admisă. În cazul SO₂ nivelul de poluare are o descreștere ușor mai accentuată în sensul că în Mediaș, Agârbiciu și Micăsasa valorile concentrațiilor medii se situează sub CMA medie în anul 2000.

Nivelul de poluare cu plumb mai scăzut în anul 2000 indică descreșteri ale valorii concentrațiilor medii, sub limita admisă în Mediaș și Micăsasa, iar localitatea Agârbiciu se înscrie la valoarea concentrației maxime admise.

Pulberile în suspensie prezintă un nivel de poluare sensibil mai scăzut dar nu se situează nici una din localități cu valori la concentrațiile medii, sub limita admisă. Această situație prezentată impune aplicarea cu strictețe a legislației în vigoare, orice întârziere conducând la consecințe grave asupra componentelor mediului ambiant, cu efecte negative asupra gradului de morbiditate a populației.

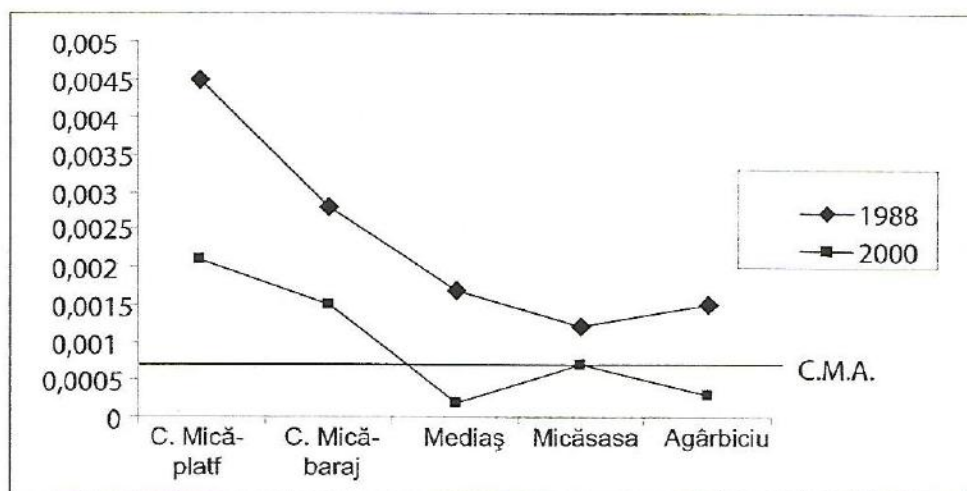


Fig. 5. Concentrația medie anuală de Pb la Copșa Mică

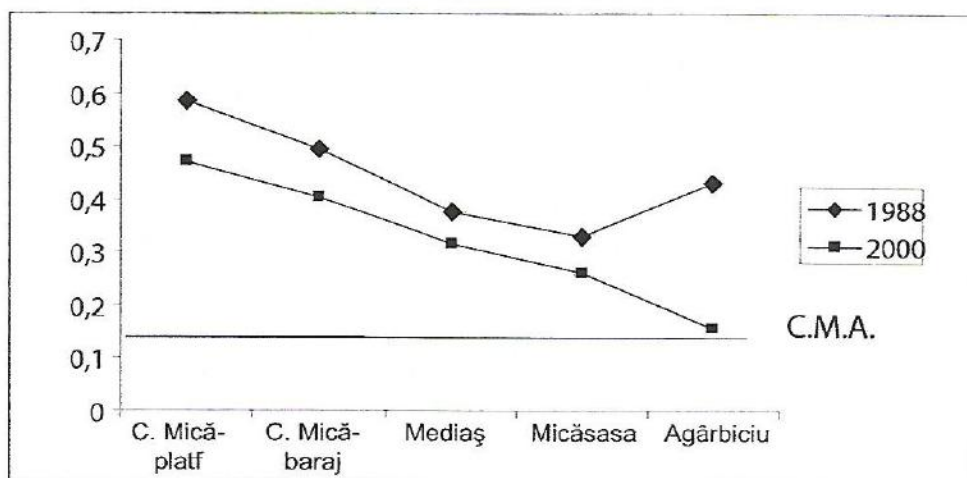


Fig. 6. Concentrația medie anuală a pulberilor sedimentabile la Copșa Mică

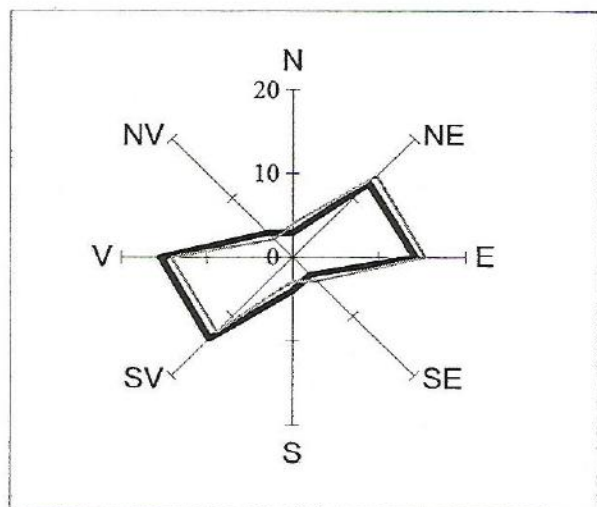


Fig. 7. Roza vânturilor (linia subțire) și roza de poluare (linia îngroșată) la Copșa Mică

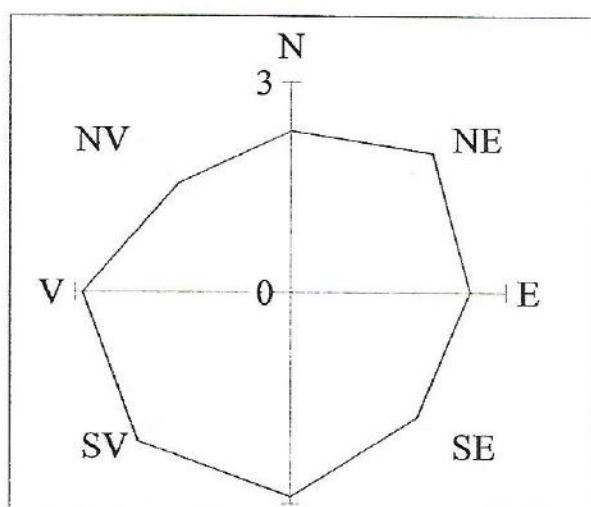


Fig. 8. Roza vitezei medii a vânturilor la Copșa Mică

4. Concluzii

- Dispoziția formelor de relief influențează canalizarea maselor de aer pe culoarul Târnavei Mari și implicit dispersia poluanților gazoși SO_2 , SO_4^{2-} și solizi de Pb, pulberi în suspensie, emiși de activitățile industriale ale platformei Copșa Mică.

- Predominarea calmului atmosferic creează tot atâtea intervale de timp în care poluanții se acumulează în arealul limitrof platformei, determinând creșteri ale valorii concentrațiilor peste limitele admise în culoarul de vale.

- Pondere crescută a curenților de vest și sud-vest orientați datorită văii principale Târnavă Mare, dar și a celei secundare valea Visa, facilitează transportul impurităților platformei industriale cu valori peste limitele admise spre zona urbană a Mediașului.

- Fondul de poluare existent conduce la creșterea incidenței morbidității asupra populației expuse.

- Urmare a măsurilor luate pentru atingerea parametrilor de calitate ai mediului, mediul social a fost puternic afectat, rata șomajului atingând peste 51% în 2003. Deși Copșa Mică are statutul de "zonă defavorizată", totuși consecințele negative ale poluării mediului sunt încă departe de a fi soluționate, starea de sănătate și de sărăcie a populației fiind dintre cele mai grave.

- Analiza stării mediului în arealul Copșa Mică scoate în evidență necesitatea studiilor interdisciplinare în perspectiva luării măsurilor adecvate de dezvoltare durabilă a unei regiuni.

- Poziția geografică raportată la relief poate fi considerată un element relevant în cercetările de mediu.

BIBLIOGRAFIE

BARDAC, D. (1999), *Elemente de monografie medicală și socială*, vol. I, vol. II, Casa de presă și editură Tribuna, „Sibiu”.

GRECU, FLORINA (1992), *Bazinul Hârtibaciu-elemente de morfohidrografie*, Edit. Academiei, București.

GÂRBACEA, V., GRECU, FLORINA (1984), *Dealurile Roandolei-caracterizare geomorfologică*, Memoriile secțiilor științifice, VII, nr. 1, Edit. Academiei, București.

GÂRBACEA, V., GRECU, FLORINA (1994), *Dealurile Șoalei-caractere geomorfologice*, Studii și cercetări de Geografie, XLI.

GRECU FLORINA, JOSAN N. (1995), *The Southern Transylvanian Tableland - Human Settlement System*, RRGGG-Geogr., 39.

JOSAN, N. (1979), *Dealurile Târnavei Mari-studiu geomorfologic*, Edit. Academiei; București.

NIȚĂ, SILVIA-STELIANA (2001), *Considerații privind poluarea mediului în zonele de influență ale platformelor metalurgice din Baia Mare*, Comunicări de Geografie, vol.V, Edit. Universității din București.

Universitatea din București
Facultatea de Geografie

Podișul Secașelor. Regionarea geomorfologică

Maria SANDU

Cuvinte-cheie: regionarea geomorfologică, Podișul Secașelor.

The Secașe Plateau. Geomorphic regionalisation. The Secașe Plateau (1,100 sqk) is situated in the south-western part of the Transylvanian Tableland, being a distinct geomorphic sub-unit in point of orography, genesis and evolution. More precisely, it is a division of the Târnave Plateau, listed in all geomorphic regionalisations. Geomorphic regionalisation is considered as part and parcel of relief research. It is a complex process of space division based on the analysis and synthesis of landform. In this respect, a first criterion was the morphometrical and morphographical analysis to delimit and define relatively homogeneous landform sub-units in the Secașe Plateau (Amnaș and Secașe levelled surfaces, structure-controlled relief and the forms corresponding to slope processes-landslides and gullies) (Fig.1). A second criterion was to explain the genesis and evolution of landforms as a reflection of the contradictory in action of endogenous and exogenous agents. A third criterion referred to functionality in time and space as reflected in the quality of and capacity to use the natural and human potential of landforms. The Secașe Plateau is a morphographical and morphometrical, genetic and evolutive geomorphic individuality. It comprises three major sub-units: I. Amnaș Plateau; II. "Între Secașe" Plateau and III. Cergău Plateau (Fig.2), each of them showing distinct features evidenced by relief energy, fragmentation density and slope instability. An outline of sectors and specific landforms, as well as types of land use is given for each sub-unit.

Podișul Secașelor, cu o suprafață de 1 100 km², situat în partea de sud-vest a Podișului Transilvaniei, se impune în peisajul geomorfologic al acestuia, ca subunitate, distinctă prin trăsăturile orografice, de geneză și evoluție. Mai exact, este o diviziune a Podișului Târnavelor, încadrat de altfel, în toate regiunile geomorfologice (Morariu, 1961; Mihăilescu, 1966; Badea, 1979; Morariu și colab., 1980; Posea, Badea, 1982; Posea, Badea, 1984).

Regionarea geomorfologică, considerată parte integrantă a cercetării reliefului, reprezintă un proces complex de divizare spațială, pe baza analizei și sintezei formelor de relief. Analiza morfologică și morfometrică impune sinteza și apoi integrarea părților în funcție de corelațiile și conexiunile acestora (Mihăilescu, 1968). În acest context, regionarea geomorfologică presupune o delimitare și designare corectă a unităților de relief și diviziunilor de ordin secundar, în cadrul cărora există o anumită omogenitate relativă a formelor de relief, genetică, de evoluție, morfometrică și funcțională (Badea, 1979; Posea, Badea, 1982; Sandu, 1987).

În Podișul Secașelor, delimitarea și definirea subunităților relativ omogene din punct de

vedere al formelor de relief, a fost posibilă pe baza analizei morfografice și morfometrice, aceasta constituind, de altfel, un prim criteriu în regionarea geomorfologică.

Morfologic, Podișul Secașelor reprezintă un relief evoluat, concretizat prin suprafețele de nivelare Amnaș și Secașelor. Lor, li se adaugă relieful structural și diversitatea formelor corespunzătoare proceselor de versant (fig. 1). Morfometric, podișul este definit prin următorii parametri: altitudinea absolută între 250 și 635 m; energia reliefului între 50 și 150 m, iar densitatea fragmentării reliefului între 1,3 și 4,1 km/km². Versanții cu declivități de 15–30° sunt predominanți (45%). La obârșia bazinelor torențiale aferente Secașului Mic, Secașului Mare și pe abrupturile morfostructurale predomină valori de peste 55° (15%). Valori între 5 și 10° (20%) apar pe suprafața glacisurilor coluvio-proluviale de la baza versanților și scad sub 5° (10%) în lunca și pe podurile teraselor de pe dreapta Secașului Mic.

Geneza și evoluția formelor de relief din Podișul Secașelor a reprezentat al doilea criteriu. În acest sens, formele de relief menționate sunt rezultatul agenților, proceselor și mecanis-

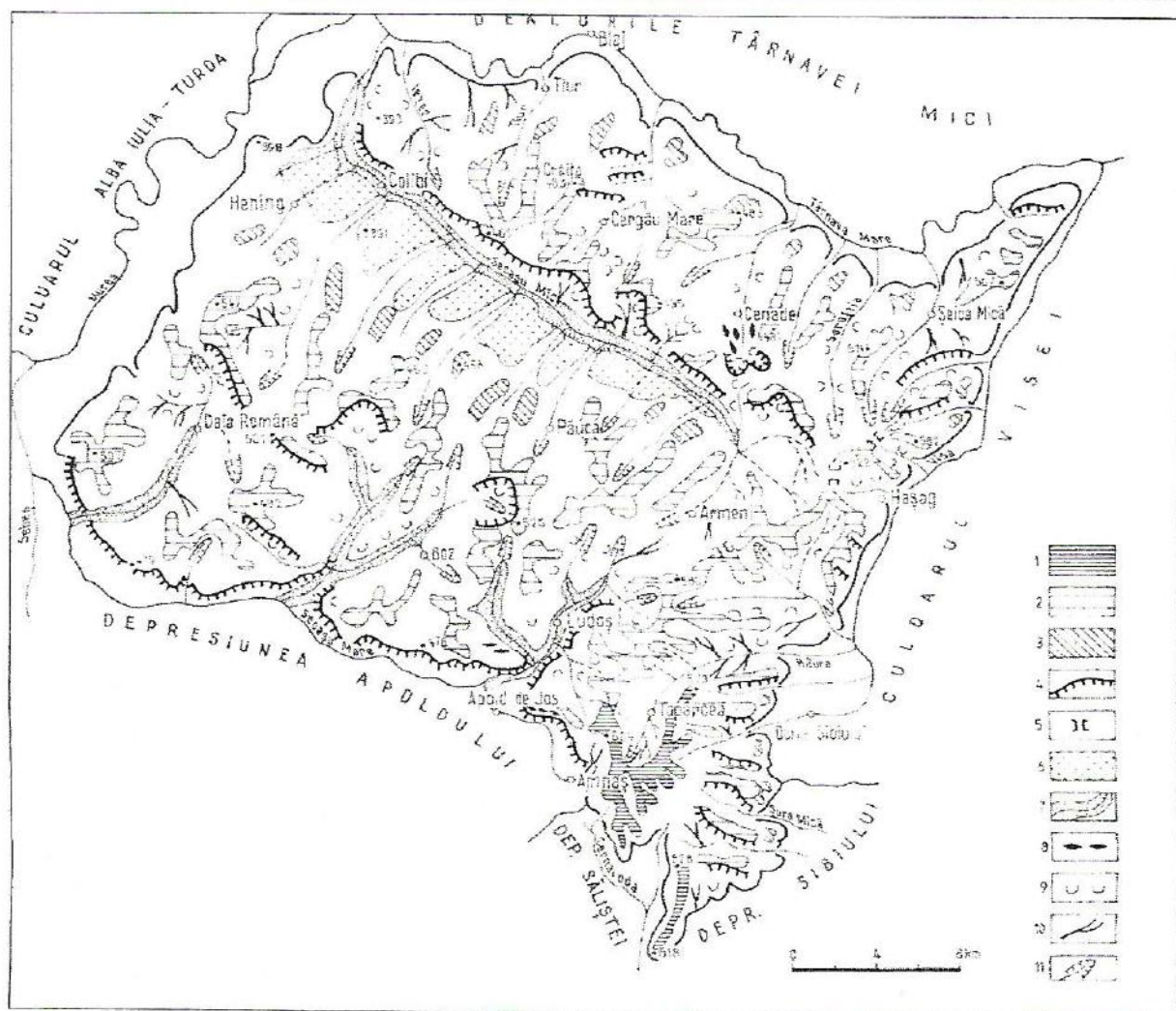


Fig. 1. Podișul Secașelor. Harta geomorfologică. 1 suprafața Amnașului; 2 suprafața Secașelor; 3. glacis de vale; 4. cuestă; 5. șa, înșeuări; 6. terase; 7. lunci; 8. monticuli; 9. alunecări; 10. ogașe; 11. ravene.

melor de modelare cu intensități și ritmuri diferite în timp și spațiu, concomitent cu formarea și organizarea rețelei hidrografice majore, reprezentată prin Secașul Mare și Secașul Mic și a tributariilor aferenți, dependenți de nivelul de bază local (Mureș, Târnava, Visa).

Astfel, suprafața Amnașului a fost modelată după exondarea postponțiană, ca urmare a mișcărilor rhodanice, până la mișcările valahice din Romanianul superior. Suprafața Secașelor a fost definitivată în funcție de particularitățile climatice, la început de tip mediteranean, apoi cu nuanțe de tip temperat de la sfârșitul Romanianului și începutul Pleistocenului inferior. Nivelul glacisului de vale, cu largă extindere în Podișul Secașelor, s-a format prin retragerea versanților în roci moi și acumularea materiale-

lor la baza acestora. Este de presupus că nuanțele climei din Villafranchian și din interglaciul Riss-Würm au favorizat formarea lui.

La acestea se adaugă criteriul funcțional, reflectat în timp și spațiu de calitatea și capacitatea de utilizare a formelor de relief.

În podișul Secașelor, considerat o individualitate geomorfologică, sub aspect morfografic-morfometric, genetic și evolutiv, au fost delimitate trei subunități principale: I, Podișul Amnașului, II, Podișul „Între Secașe” și III, Podișul Cergăului, fiecare cu trăsături aparte, puse în evidență de fragmentare (energie și densitate) și de instabilitatea versanților. În cadrul fiecărei subunități sunt diferențiate sectoarele cu formele de relief specifice și modul diferit de utilizare a terenului (fig. 2).

I. Podișul Amnașului se extinde între Valea Visei în est și Valea Popii (Șeica Mare) în nord. În partea de sud, Podișul Amnașului se termină printr-un abrupt de eroziune ce se menține între 80 și 100 m altitudine relativă, fiind o limită clar exprimată morfologic, față de depresiunile Săliște și Sibiului. Limita de vest o formează abruptul de eroziune de 200 m, pe alocuri chiar 250 m altitudine relativă, orientat către Depresiunea Apoldului între Aciliu - Amnaș - Apoldu de Jos - Ludoș și în continuare spre obârșia pâraielor ce curg spre Secașul Mare și Secașul Mic. Între aceste limite, Podișul Amnașului are o suprafață de aproximativ 300 km².

Extinderea și subordonarea formelor de relief și modul diferit de manifestare a proceselor geomorfologice actuale au impus conturarea următoarelor sectoare : sectorul sudic - Topârcea - Dealul Zidu - Dealul Cetății și sectorul nordic - Topârcea - Hașag.

I. a. Sectorul sudic se desfășoară de la localitatea Topârcea până la măgurile cristaline Dealul Zidu (618 m) - Dealul Cetății (595 m). Înălțimea maximă de 635 m este întâlnită în Dealul Măgura, fiind unică în tot spațiul podișului Secașelor. Energia reliefului este cuprinsă între 70 și 140 m iar densitatea fragmentării reliefului variază între 1,4 și 3,5 km/km². Sunt predominanți versanții cu declivități de 15 - 30°, iar la obârșiile bazinelor torențiale și pe suprafața cuestelor se întâlnesc pante de peste 55°. Suprafața Amnașului, trăsătura esențială a Podișului Amnașului, are aspectul foarte neted pe culmea omonimă, situată la ± 600 m. În acest sector are cea mai mare extindere, fiind reprezentată printr-un nivel de culmi prelungi, relativ înguste, orientate SV-NE, N-S sau V-E (Sandu, 1999). Cuestele create pe structura monoclinală se regăsesc pe versantul stâng al râurilor subsecvente Topârceoara cu Apă, Visa, Pârâul Strâmb, Șura Mică, Ruscior, Valea Sălcii. Cuestele au declivități de 25-55° și sunt orientate spre sud. Sectorul sudic este acoperit, în cea mai mare parte, cu păduri de stejar pedunculat cu carpen, gorun cu arțar, pe alocuri stejar pufos. În aceste condiții, formele de relief datorate proceselor de ravenare au ajuns la

un stadiu înaintat de evoluție. Versanții au o degradare slabă și stabilitate mare. Numai în bazinele Râura și Topârceoara cu Apă (la sud de localitatea Topârcea), ogașele și ravenele sunt active și se întâlnesc pe versanții abrupti cu declivități de 25-35°, cu expunere predominant sudică. Sunt scurte (400-600 m), adânci (15-20 m), cu lățimi reduse (0,80-2 m) și apar pe roci cu conținut mare de nisip în alternanță cu pietrișuri.

I. b. Sectorul nordic Topârcea - Hașag se caracterizează printr-o varietate mai mare a formelor de relief. Suprafața Secașelor se păstrează sub forma unor culmi prelungi, cu orientare generală V-E, situate la 500-550 m alt. abs., scăzând pe alocuri la 480 m. Nivelul glaciului de vale (sau nivelul Visa după Poșea, 1969) este bine reprezentat, fiind situat la 400-430 m alt. abs. sau 90-100 m alt. rel. El apare sub forma unor suprafețe cvasiorizontale, cu orientare paralelă potrivit direcției râurilor ce-l fragmentează: Hedel, Hașag, Alămor, Râura. Cuestele însoțesc versantul stâng al aceluiași râuri. Ravenele și ogașele, ca și procesele de eroziune în adâncime care le generează sunt în plină evoluție, imprimând versanților un accentuat grad de fragmentare. Astfel, ravenele din bazinul Hedelului, Alămorului etc., dezvoltate pe un substrat argilos cu intercalații de marne nisipoase, au lungimi de 800-900 m, sunt adâncite între 5 și 8 m, iar lățimea variază între 1 și 3 m. Sunt de tip continuu, asimetrice, cu malul stâng festonat și cu aspect de *badlands* (Sandu, 1999). Alunecările de teren au rol subsidiar, prezența lor fiind semnalată de alternanțele marno-argiloase și argilo-nisipoase de la Hașag, Alămor, Mândra etc. În această parte a podișului, terenurile sunt utilizate ca pășuni și fânețe, livezi și vii.

II. Podișul „Între Secașe“ are o suprafață de 480 km² și este încadrat de Secașul Mic în nord și de Secașul Mare în sud. Caracteristica deluroasă este dată de fragmentarea reliefului (energie și densitate). Energia reliefului variază între 80 și 150 m, densitatea reliefului pe orizontală având frecvent valori de 2,5 și 3,5 km/km² (calculată pe bazinele hidrografice). Înălțimile maxime se întâlnesc pe

cumpăna de ape dintre cele două Secașe: Straja 548 m, Gorganul 501 m (est de Daia), Gruiu Doștatului 481 m, Dl. Vârtoape 480 m, Priseaca 514 m etc. Suprafața Secașelor, numită așa de Gr. Posea (1969), se identifică în această subunitate, unde se păstrează sub forma unor culmi prelungi, asimetrice, situate la 450–500 m alt. abs. Suprafața Secașelor se continuă cu glacisul de vale situat la 90–130 m altitudine relativă, în prelungirea căruia se află terasele și lunca Secașului Mic. Cuestele și suprafețele structurale se impun în peisajul geomorfologic al podișului. Exceptând cuesta Secașului Mare ce domină valea omonimă cu 150–200 m între Apoldu de Jos și Sebeș, cuestele de pe văile Slatina, Drașov, Șpring etc. sunt abrupturi care nu depășesc 50–70 m înălțime. Suprafețele structurale apar fie ca forme de versant, când au înclinări și orientări diferite sau ca forme de interfluvii, când se integrează în nivelul Secașelor. Interfluviile dintre Daia și Valea Drașovului, Șpring și Valea Doștatului sau între Valea Sângătinului și Valea Ludoșului, precum și între Păuca și Bogatu Român, Ohaba și Ungurei sunt concludente. Fragmentarea reliefului (energie și densitate), friabilitatea rocilor, geodeclivitatea favorizează procesele actuale de modelare. Eroziunea puternică caracterizează bazinul superior al văilor - Daia, Cut, Șpring, Doștat, Sângătin (tributare Secașului Mare) sau Gârbău, Ohaba, Valea Bolânzii, Ungurei, Păuca (afere Secașului Mic). Eroziunea puternică a creat un relief tip *badlands* la Râpa Roșie de pe Secașul Mare.

Alunecările de teren sub formă de „glimee” (monticuli) se întâlnesc la Doștat, Boz, Șpring, Ludoș. Terenul este utilizat ca pășuni și fânețe, vii și livezi (Dl. Viilor, Ghergheleul Mare, Șpring etc.). Pădurile au fost intens defrișate, azi întâlnindu-se sub formă de petice fie pe interfluvii (Boz, Doștat, Șpring etc.), fie la baza versanților unde predomină pădurile de stejar și gorun în amestec cu carpen.

III. Podișul Cergăului, situat între Visa în est, Târnava în nord și Secașul Mic în sud, are o suprafață de 320 km². Morfometric, Podișul

Cergăului înregistrează înălțimile maxime pe cumpăna de ape dintre Secașul Mic și Târnava: Dl. Comezii 495 m, Dl. Soroștin 474 m, Dl. Cenade 481 m, Dl. Verigerului 482 m, Vârtop 465 m. Cea mai mare parte din Podișul Cergăului este inclusă în intervalul hipsometric 300 - 400 m alt. abs. Are un peisaj de coline, formate pe formațiuni panoniene monoclinale. Pe aliniamentul Cenade - Soroștin, cuvertura sedimentară este modificată de o cută anticlinală orientată NV-SE. Relieful este ușor diferențiat sub aspect morfometric și morfografic, fapt pentru care a fost divizat în două sectoare: sectorul Colibi - Cergău și sectorul Cenade - Șeica Mică.

III. a. Sectorul Colibi - Cergău. Cuestele și suprafețele structurale dau nota caracteristică reliefului. Cuestele cu aspect circular și înălțimi de 15–20 m se întâlnesc la obârșia râurilor tributare Târnavii Mari: Tiur, Cergău, Valea Seacă. Eroziunea în adâncime și alunecările profunde se întâlnesc pe ambii versanți ai Văii Cergăului. Cea mai mare parte a acestui sector are versanți nedegradați. Formele de relief datorate alunecărilor și proceselor de ravenare au ajuns la un stadiu înaintat de evoluție, fiind, în cea mai mare parte, fixate de vegetație. Versanții cu expunere nordică și estică sunt acoperiți de pajști naturale, iar cei cu expunere sudică și vestică sunt utilizați agricol (livezi, viță de vie).

III. b. Sectorul Cenade - Șeica Mică. Înălțimile maxime variază în jurul valorii de 500 m. Cuestele sunt orientate spre sud și sunt modelate de alunecări și eroziune în adâncime. Alunecări profunde sub formă de monticuli (glimee) sau trepte sunt întâlnite pe versanții văilor: Cenade, Șeica Mică, Șeica Mare etc.

Monoclinul acestui sector este modificat de anticlinalul Cenade - Soroștin. Anticlinalul prezintă o faliere axială, fapt ce determină o asimetrie stratigrafică a flancurilor. Partea nordică este formată din depozite sarmațiene și pliocene: marne vinete-cenușii, cu intercalații de nisipuri și gresii slab cimentate și din tufuri dacitice cenușii-alburiu, a căror grosime variază de la câțiva milimetri la câțiva centimetri (Vancea, 1960). Partea sudică este formată nu-

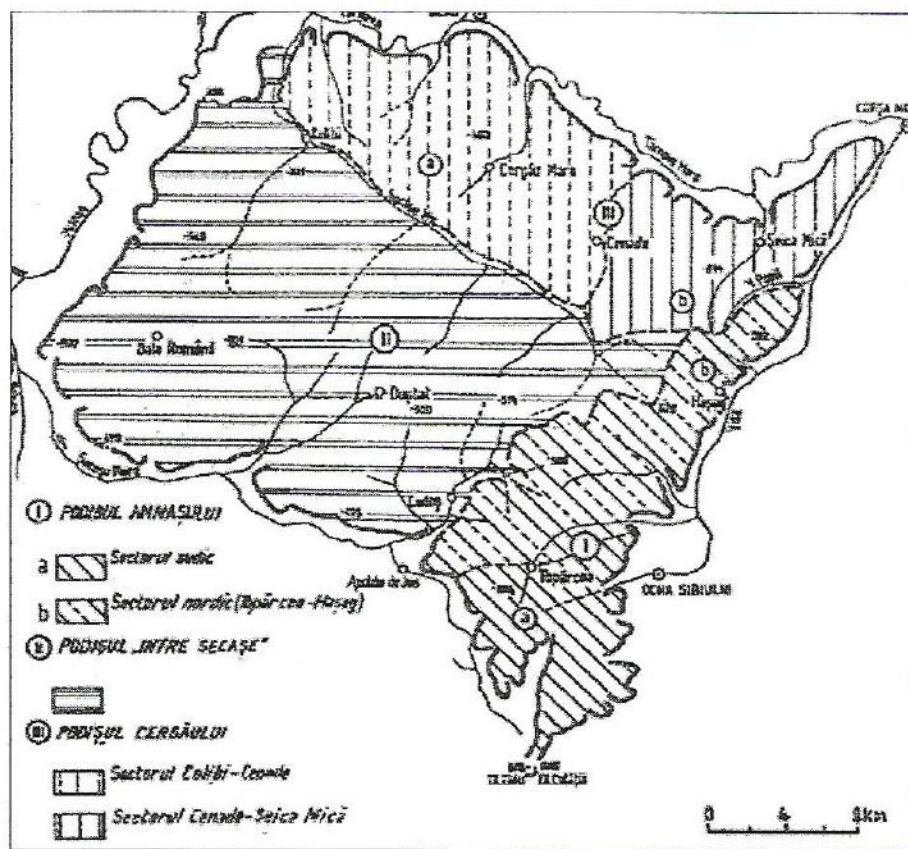


Fig. 2. Podișul Secașelor. Regionarea geomorfologică

mai din Pliocen. Nu prezintă manifestări salin, în schimb sunt abundente cele gazoase.

Spațiul dintre văile Trecătoarei și Șeica Mică este acoperit cu păduri de stejar cu gorun și cu arțar tătăresc. Suprafețele relativ întinse sunt utilizate ca pajiști naturale în lunci (Șeica Mică, Trecătoarea, Cenade etc.) și pe versanții cu expunere estică și nordică. În general, sunt pajiști stepizate, alcătuite din asociații de păiuș stepic cu rogoz stepic și colilie.

Concluzii. Regionarea geomorfologică a Podișului Secașelor, pe lângă importanța științifică în delimitarea și definirea unităților cu subunitățile corespunzătoare, are și una practi-

că. Aceasta rezultă din capacitatea de a folosi rațional modestele resurse naturale și umane și, totodată, de a asigura protecția și calitatea mediului, atât de necesară generațiilor viitoare. Protecția și calitatea mediului din Podișul Secașelor impun, în ansamblul complex de organizare a spațiului, cel puțin două nivele : a, intra-rural¹ și b, rural-urban, adică interdependența cu orașele din regiunea limitrofă — Sebeș, Alba Iulia, Blaj, Copșa Mică, Ocna Sibiului. În acest context, capacitatea de utilizare a formelor de relief trebuie să ia în considerare păstrarea echilibrului ecologic, care, depășit, provoacă disfuncționalități geomorfologice greu de prevăzut și apoi, dificil de înlăturat.

¹ În Podișul Secașelor cele 62 de localități sunt sate mici și mijlocii, cu structură adunată și funcții predominant agricole.

BIBLIOGRAFIE

- BADEA, L. (1979), *Asupra regionării reliefului României*, SCGGG - Geografie, XXVI
- MIHĂILESCU, V. (1966), *Dealurile și câmpiile României*, Editura Științifică, București.
- MIHĂILESCU, V. (1968), *Geografie teoretică, Principii fundamentale. Orientarea generală în știința geografiei*, Editura Academiei, București.
- MORARIU, T., POSEA, Gr., MAC, I. (1980), *Regionarea Depresiunii Transilvaniei*, SCGGG - Geografie, XXVII, 2.
- POSEA, Gr., BADEA, L. (1982), *Regionarea geomorfologică a teritoriului României*, BSSGR, LXXVI.
- POSEA, Gr., BADEA, L. (1984), *Unitățile de relief (regionarea geomorfologică)*, sc. 1 : 800 000, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- SANDU, MARIA, (1987), *The Sibiu - Apold depressionary passageway. Geomorphological regionalisation*, Rev. Roum. Géogr., 31.
- SANDU, Maria, (1999), *Podișul Amnașului. Individualitate geomorfologică*, Revista Geografică, VI, Institutul de Geografie.
- VANCEA, A., (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Editura Academiei, București.

*Institutul de Geografie
Academia Română
București*

Morfologia albiei râului Bârlad și variabilitatea depozitelor actuale

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE

Această lucrare se dedică lui Marcel Vârlan, cel care până în ultima clipă a vieții s-a gândit că geomorfologia fluvială este un domeniu de mare pasiune pentru cercetarea științifică, iar râul Bârlad ar fi fost motivația sa pe drumul cunoașterii.

Cuvinte-cheie : profil longitudinal, forma secțiunii transversale, granulometria depozitelor de albie, paleoevoluție, râul Bârlad

Morphology of the Bârlad river channel and its channel deposits variability. The Bârlad River is 247 km long and has a 7395 skm large drainage basin. We have had in attention the identification of the evolution peculiarities of the Bârlad river, of the relationships between the channel deposits variability and some controlling factors. The longitudinal profile is sensitive to the sediment transfer rate from the hillslope field to the channel field, being easy deformed by aggradation. The shape of the cross sections of the Bârlad river channel is generally trapezoidal and this is a characteristics for channels incised in cohesive materials. Also, it has some degree of asymmetry, even if the channel was rectified. The generalized trend of the median diameter of bed material is one of logarithmic type like to that of the longitudinal profile. The morphology of meanders is very complex for the Bârlad river, being take into discussion the problem of meander generations. The meanders have the same morphological characters, but they have suffered dimensional reductions. This is a underfitness phenomenon described by G.H. Dury (1970) forward evolution phases of the Pleistocene. Thus, the Bârlad river is characterised by a discharge diminution of 4 – 5 times from the last major climatical event, probably, the climatical optimum of the Atlantic age. In the conditions of anthropical interventions on the Bârlad river by meander cut, canalisation, embanking, the channel evolution was unchanged, only the rate of change is diminished.

1. Introducere

Cercetările geomorfologice asupra albiei râului Bârlad și bazinului său hidrografic au fost destul de numeroase, în special, după marile inundații din anii 1969–1970, 1975, când s-au alocat fonduri pentru cercetări hidrologice, geomorfologice și hidraulice, utilizate pentru proiectele de amenajare a albiilor minore și majore ale râului. Rezultatele acestor cercetări au făcut obiectul unor studii, de la celebra observație a « îmbătrânirii rețelei hidrografice » a lui Filipescu (1950), la problema morfologiei meandrelor (Ichim et al., 1979), la forma și dinamica secțiunilor transversale ale râului Bârlad (Radoane, Ichim, 1980) sau la evidențierea unor cicluri de agra-dare-degradare a patului albiei (Ichim, Rădoane, 1981). De asemenea, bazinul hidrografic

al râului Bârlad a pus probleme în ce privește evaluarea ratei de eroziune (Moțoc, 1983; Ioniță, Ouatu, 1985; Pujină, 1997; Ioniță, 1999; Popa, 1999; Purnavel, 1999; Hurjui, 2000; Ioniță, 2000a, b), a contribuției unor procese geomorfologice la eroziunea globală a versanților (Rădoane et al., 1999; Ioniță, 2000b) sau probleme de cartografiere geomorfologică și evoluție paleogeomorfologică (Hârjoabă, 1968).

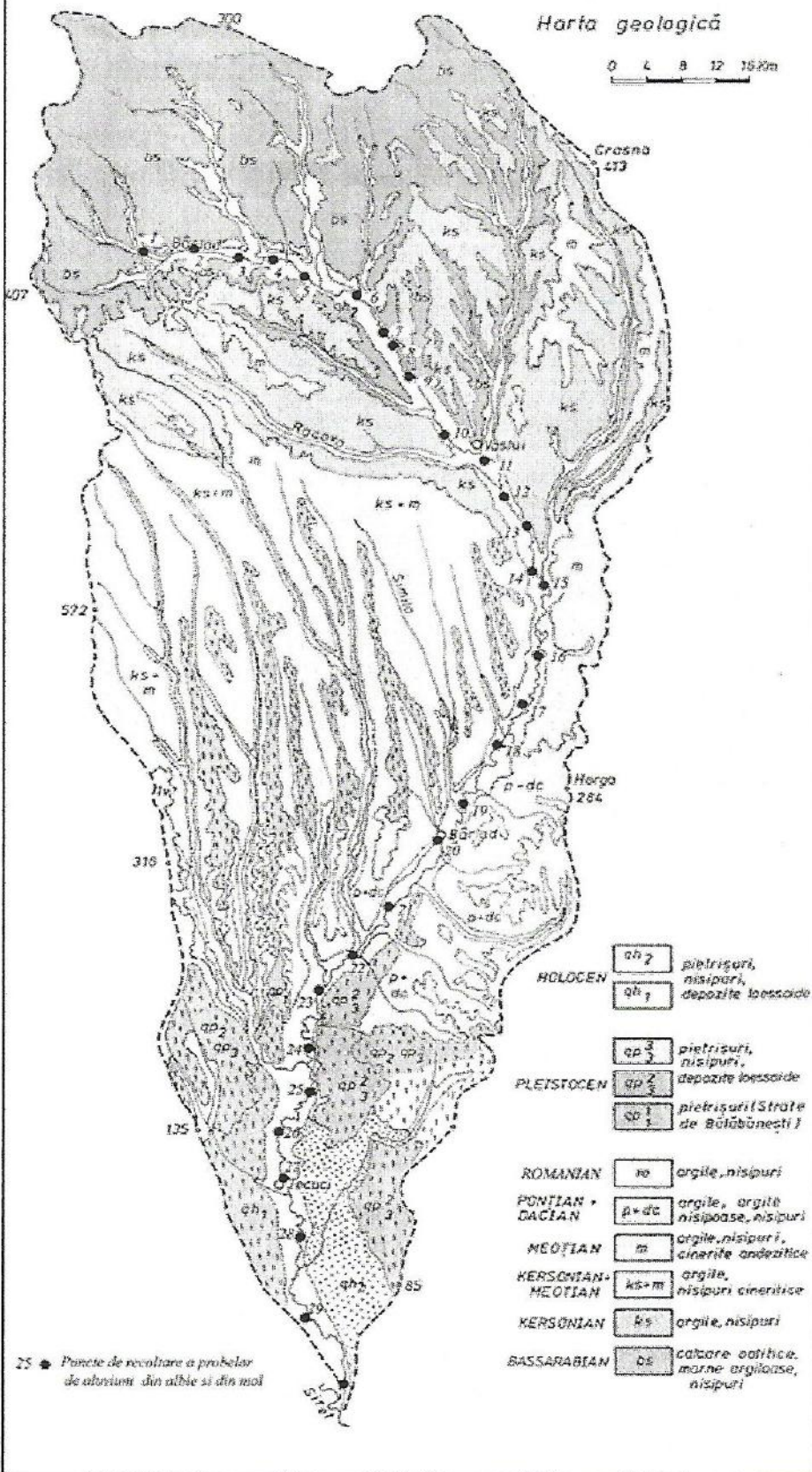
La această bogată bază de informare geomorfologică asupra zonei bazinului și râului Bârlad ne-am propus să mai adăugăm una referitoare la forma profilului longitudinal și relațiile cu tipul depozitelor în care este adâncită albia minoră a râului. Preocuparea în acest domeniu este motivată de studiile realizate de

(după Harta geologică a României
sc. 1:200.000 editată de Institutul Geologic)

BAZINUL HIDROGRAFIC BĂRLAD

Harta geologică

0 4 8 12 16 km



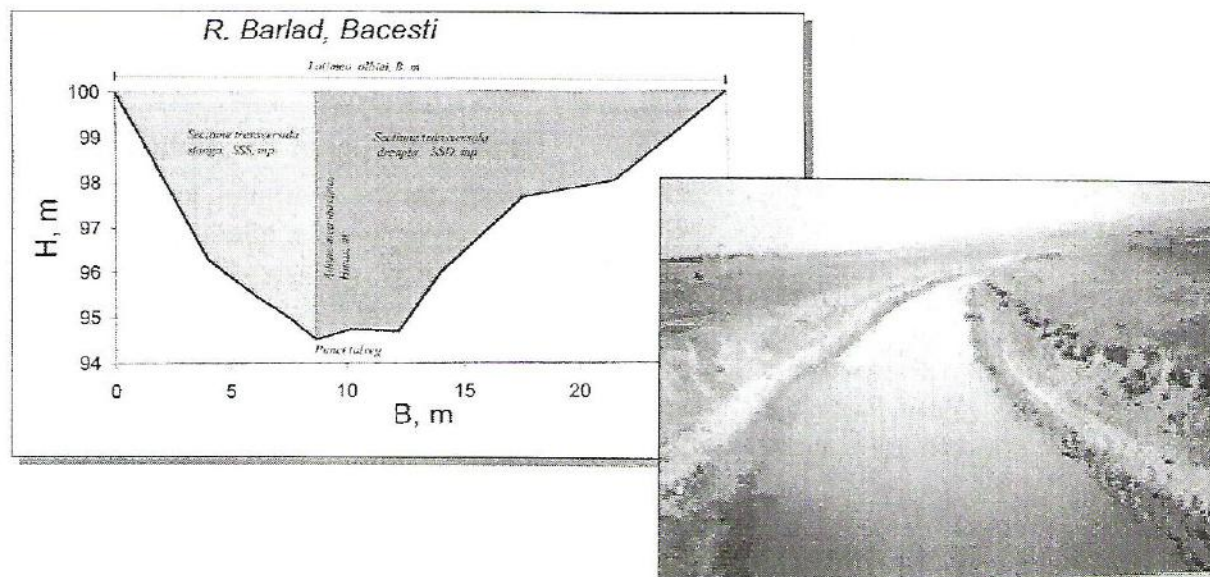


Fig. 2. Model pentru determinarea variabilelor morfometrice ale secțiunii transversale (stânga). Vedere asupra râului Bârlad la Banca (jos).

noi asupra râurilor carpatice cu pat de pietriș (Ichim, Radoane, 1990, Radoane et al., 2002; 2003). Or, de această dată avem în vedere comportarea unei albie cu pat nisipos și maluri în care domină materialele fine, nisipo-prăfoase. Ca geomorfologi, am abordat această problemă în contextul identificării unor particularități de evoluție a râului Bârlad, ale relațiilor dintre variabilitatea depozitelor de albie și unii factori de control specifici acestei regiuni din punct de vedere morfogenetic. Trebuie să menționăm, de asemenea, că observațiile noastre se bazează, în principal, pe măsurători și determinări directe în teren, obținute în lungi campanii de teren și numeroase prelucrări de laborator.

2. Regiunea de studiu și metoda de lucru

Râul Bârlad are 247 km lungime și un bazin cu o suprafață de 7 395 km². Roca de bază pe care se suprapune bazinul (fig. 1) este formată din orizonturile litoralo-neritice ale sarmatianului mediu și superior, respectiv Basarabian și Kersonian, care ocupă jumătatea nordică a bazinului și se caracterizează prin dominarea nisipurilor, argilelor și marnelor argiloase, orizonturi de calcare oolitice. În partea mijlocie a bazinului are loc o trecere de la Kersonian la Meoțian, fără o diferențiere litologică distinctă. Predomină în continuare nisi-

purile, argilele și cineritele andezitice. Partea sudică a bazinului este ocupată de depozitele în general nisipoase ale Pontian-Dacianului și Romanianului peste care se suprapun nisipuri, pietrișuri și depozitele loessoide de vârstă cuaternară. De concluzionat pentru caracterizarea faciesului depozitelor de albie este că alcătuirea litologică a bazinului sursă de aluviuni nu impune mari diferențieri, rocile dominante fiind nisipurile și argilele.

Din punct de vedere hidrologic, râul Bârlad este prezentat ca având caracter torențial (Ujvari, 1972), peste 70% din debitele anuale realizându-se în anotimpurile de primăvară și vară. Debitul mediu anual al râului este de 9,01 m³/s la stația hidrometrică Tecuci, 3,37 m³/s la stația Bârlad și de 2,37 m³/s la stația hidrometrică Vaslui. Odată la 3–5 ani râul își iese din matcă, inundând întreaga albie majoră, fenomen care a fost diminuat odată cu lucrările de îndiguire și de canalizare din anii '70–'80.

Fondul de date privind analiza depozitelor de albie a rezultat în întregime din observațiile și măsurătorile noastre. Cele 30 de secțiuni de albie din care s-au eșantionat depozitele și s-au făcut măsurători morfometrice au fost situate în lungul râului la o distanță de 5–8 km una de alta, așa cum indică fig. 1. Fiecare secțiune a fost măsurată cu ajutorul aparaturii topometrice, iar informația reprezentată grafic, așa cum se arată în fig. 2.

Variabilele morfometrice determinate sunt următoarele: distanța de la obârșie în lungul râului Bârlad, L , km; suprafața bazinului hidrografic amonte de secțiunea de măsurare, S_b , kmp; lățimea albiei, B , m; adâncimea maximă, H_{max} , m; adâncimea medie, H_{med} , m; raza hidraulică, R_h , m; suprafața secțiunii transversale, SS , mp; panta albiei, I , m/km; suprafața secțiunii mal drept, SSD , mp; suprafața secțiunii mal stâng, SSS , mp. Pentru măsurarea gradului de asimetrie (IA) a secțiunii transversale am folosit formula lui Knighton (1982), care este exemplificată și în fig. 2:

$$IA = (SSD - SSS)/SS$$

Din fiecare secțiune transversală s-au recoltat probe medii, distinct, din patul albiei, din malul drept și din malul stâng. Întrucât pe toată lungimea râului depozitele de albie au fost fine, cantitatea de material recoltat din fiecare segment al secțiunii transversale a cântărit 1 kg. În laborator probele au fost supuse procedurilor standard de sfertuire, uscare, cântărire, sitare și obținere a curbelor granulometrice. În continuare au fost extrase diametrele caracteristice, d_5 , d_{10} , d_{16} , d_{25} , d_{50} , d_{60} , d_{75} , d_{84} , d_{90} , d_{95} pe baza cărora s-au calculat indicii statistici (Rădoane et al., 1995), diametrul mediu, d , asimetria (Sk) și kurtosisul (k) distribuțiilor granulometrice, procentul de nisip (N), praf (P), argilă (A) și parametrul M , după formula

$$M = \frac{SC \times B + SB \times 2H_{max}}{B \times 2H_{max}}$$

unde SC

este procentul de silt - argilă din depozitele de fund ale secțiunii albiei; SB reprezintă procentul de silt - argilă din depozitele din malurile albiei; H_{max} este adâncimea maximă a albiei (m) iar B , lățimea albiei (m). Formula M a fost propusă de Schumm (1960) ca medie ponderată a procentului de silt - argilă pentru depozitele ce compun perimetrul albiilor minore și reprezintă procentul de material aluvial din maluri mai mic de 0,074 mm.

Multitudinea variabilelor morfometrice și sedimentologice obținute au fost prelucrate

după metode statistice pentru a putea extrage cele mai pertinente corelații, interdependențe și tendințe în lungul râului.

3. Forma profilului longitudinal

Analiza formei profilului longitudinal s-a făcut pe baza coeficientului de concavitate și pe baza aplicării unor funcții matematice simple pentru ajustarea curbei profilului (Rădoane et al., 2003). A fost calculat după metoda prezentată de Snow și Slingerland (1987), ca raport al suprafețelor măsurate pe graficul profilului: $C = A1/A2$, unde $A1$ este suprafața integrată numeric care se află între curba profilului și o linie dreaptă ce leagă capetele profilului și $A2$ este suprafața triunghiulară sub acea linie dreaptă deasupra axei orizontale ce trece prin punctul cel mai din aval al profilului. Interpretarea acestui indice, denumit coeficient de concavitate, este următoarea: cu cât valoarea lui este mai apropiată de 0,0 cu atât forma profilului tinde spre linie dreaptă; cu cât valoarea acestuia este mai aproape de 1,0, cu atât flexura profilului este mai mare.

Forma profilului real al râului Bârlad (fig. 3) se prezintă cu o concavitate accentuată, comparabilă cu a râurilor carpatice cum ar fi Putna sau Dâmbovița (Rădoane et al., 2003). Prima rupere de profil mai importantă este vizibilă amonte de confluența cu Rebricea și coincide cu sectorul unde râul a început să-și dezvolte o albie majoră bine conturată. De altfel, la acest prag este o schimbare notabilă de pantă între partea superioară a râului și restul profilului. Se evidențiază o ușoară deformare a profilului odată cu pătrunderea în albia Bârladului a unor afluenți mai importanți (Rebricea, Vaslui, Crasna, Simila, Tutova). Prin aceasta se confirmă tendința de supraînălțare a fundului văilor pentru râurile din zona Podișului Moldovei și, în special, din bazinul Bârladului. Cercetările mai vechi (Filipescu, 1950, Ichim, 1981) și mai noi (Ioniță, 2000, Rădoane, Rădoane, 2001) au demonstrat că mișcarea sedimentelor înregistrează un ritm deosebit de accentuat în domeniul versanților și unul lent în cel al albiilor de râu. Morfodinamic, aceasta înseamnă ceea ce Filipescu (1950) a pre-

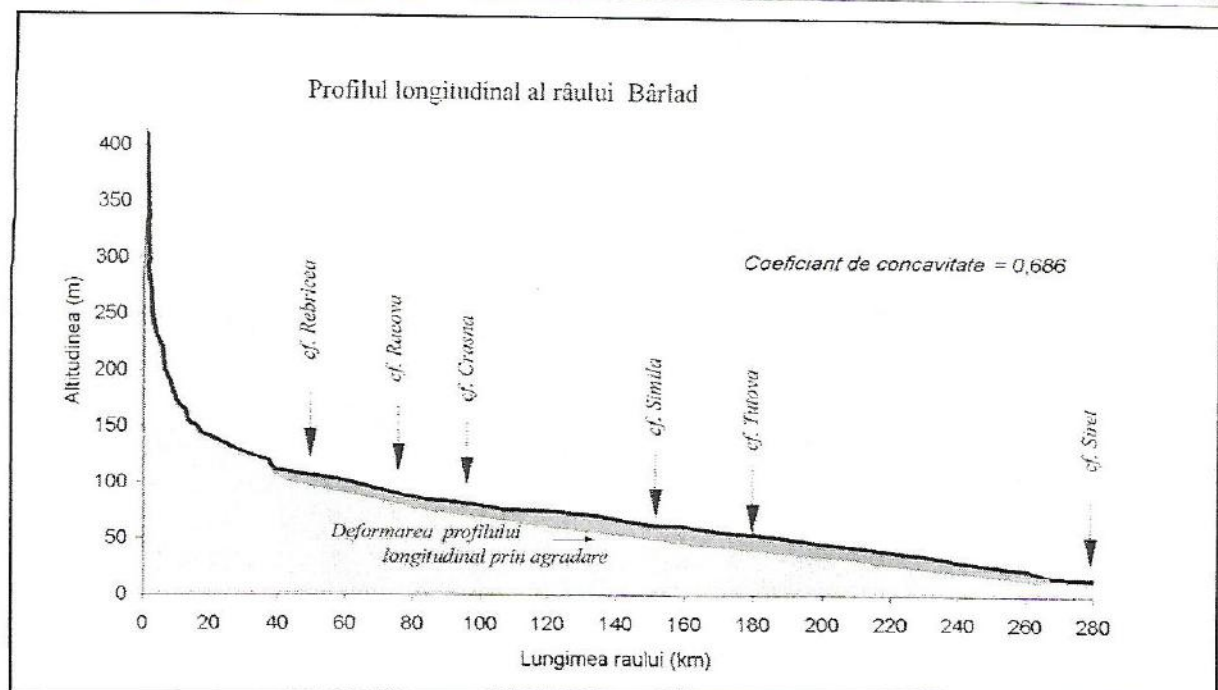


Fig. 3. Fenomenul de agardare a văii Bârladului evidențiat în deformarea profilului longitudinal.

zentat drept « o îmbătrânire prematură a rețelei hidrografice » sau o supraînălțare a bazei versanților (Ichim, 1981) și o aluvionare a șesului râurilor. De altfel, într-o lucrare anterioară asupra bugetului de aluviuni al bazinului Bârlad noi am evaluat la 90% cantitatea de material stocată pe fundul văilor din totalul de depozite puse în mișcare în bazinul versant. Astfel se și explică tendința de deformare a

profilului longitudinal prin agardare, râul Bârlad neavând competență suficientă de a îndepărta materialul adus de afluenți.

Pentru calcularea funcției matematice a profilului, acesta a fost redus la unitate, astfel încât atât pe abscisă, cât și pe ordonată să existe același ecart de variație, reducerea la unitate nemodificând deloc forma profilului. Modelarea matematică a curbei profilului longitudinal

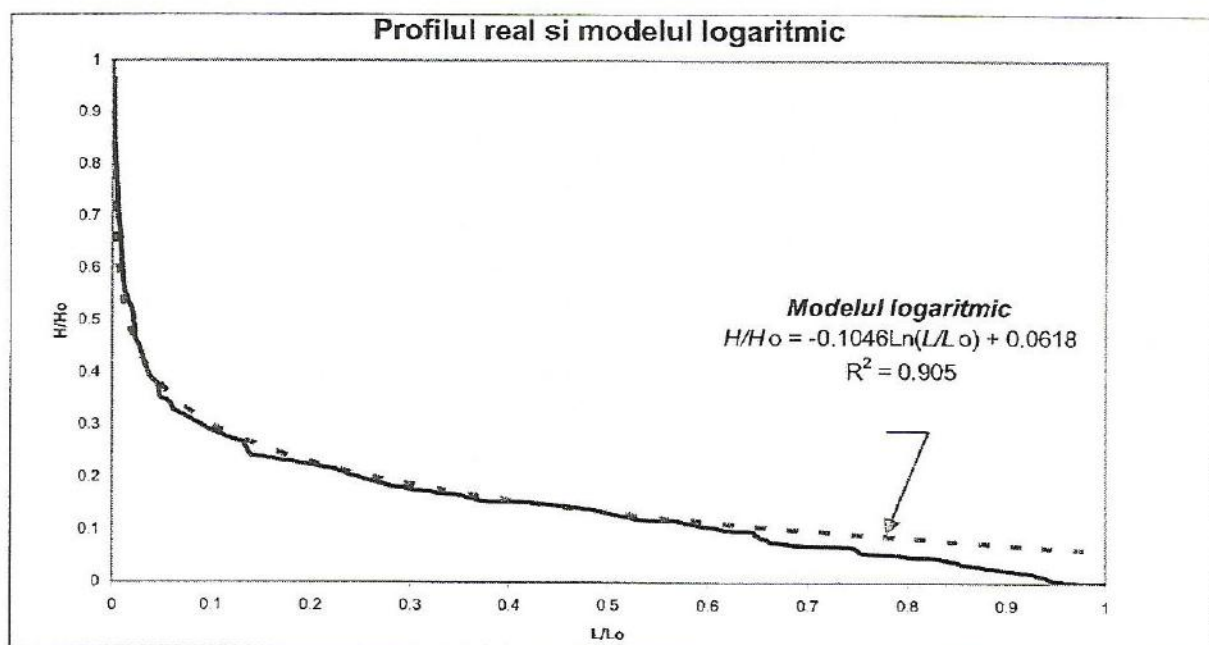


Fig. 4 Modelarea matematică a profilului longitudinal redus la unitate.

a fost făcută prin aplicarea unui set de patru funcții considerate a fi cei mai buni descriptori ai formeii profilului longitudinal: funcția liniară $Y = a - bX$; funcția exponențială $Y = a e^{bX} + c$; funcția de putere $Y = a(X - b)^c + d$; funcția logaritmică $Y = a \log(X + b) + c$, unde Y este înălțimea reliefului redusă la jumătate (adică H/H_0), X este lungimea râului redusă la jumătate (adică L/L_0), a , b , c , d sunt coeficienți determinați independent pentru profil.

Profilul longitudinal al râului Bârlad a fost ajustat cel mai apropiat de funcția logaritmică, aceasta producând cele mai mici variații ale mediei pătratice în lungul râului, mai ales în partea superioară a profilului (fig. 4). Din acest punct de vedere, profilul longitudinal al Bârladului este modelat de aceeași funcție ca și pentru râurile est-carpătice (Suceava, Moldova, Trotuș, Putna, Buzău), deși acestea din urmă au pietrișuri ca depozite de albă (Rădoane et al., 2003).

În concluzie, profilul longitudinal al râului Bârlad este sensibil la ritmul de transfer al aluviunilor din domeniul versanților în cel al albiei, fiind ușor deformat prin agardare, râul Bârlad neavând competență suficientă de a îndepărta materialul adus de afluenți. Cu toate acestea, forma profilului este modelată de aceeași funcție ca și pentru râurile carpatice, mai vechi, cu energie mai mare, ceea ce arată că morfogenetic, râul Bârlad și-a realizat o formă de cvasi-echilibru.

4. Forma secțiunii transversale

Albia râului Bârlad este adâncită în depozite relativ fine și reflectă tipul de debit solid transportat de râu, respectiv, aluviuni în suspensie. Cercetările hidraulice și geomorfologice au arătat că secțiunea transversală a albiei minore are o formă stabilă care poate fi identificată cu ajutorul unui așa-numit „coeficient de formă”, calculat ca relație între suprafața secțiunii albiei și suprafața unei forme geometrice (parabolă, dreptunghi, trapez) în care se înscrie secțiunea respectivă. Pentru albia râului Bârlad, forma secțiunii transversale, așa cum a rezultat din măsurătorile proprii (fig. 5), este în general trapezoidală și este o

caracteristică a albiilor adâncite în materiale argilo-prăfoase coezive. Pe numeroase secțiuni, mai ales în partea inferioară a râului, secțiunea transversală este modificată antropice în timpul amenajărilor și rectificărilor din anii 1975–1980. Coeficientul de formă, calculat ca relație între suprafața secțiunii albiei și suprafața unui trapez înscris secțiunii, a înregistrat valori între 0,56 și 0,90.

Într-o lucrare anterioară (Rădoane, Ichim, 1980) ne-am propus să urmărim dacă forma secțiunii transversale este stabilă în timp și care anume porțiuni din perimetru este cea mai afectată. Pentru aceasta am folosit înregistrările la postul hidrometric Bârlad timp de zece de ani, analizând 600 de poziții ale secțiunii. Coeficientul de formă mediu pentru această secțiune a fost de 0,81, variind între 0,76 și 0,98. Deformarea secțiunii s-a datorat unui accentuat proces de agardare, care a determinat supraînălțarea patului, fenomen ce a avut loc după marile inundații din 1969–1971. Datorită coezivității malurilor, secțiunea transversală nu a avut de suferit prea mult în ce privește lățimea ei, modificările cele mai spectaculoase au avut loc la nivelul patului albiei.

O caracteristică obișnuită a albiilor râurilor naturale este tendința de a prezenta o secțiune transversală cu grade diferite de asimetrie și aceasta nu neapărat pentru sectoarele de albie meandrate. Între asimetria secțiunii transversale și configurația în plan a albiilor de râu există o strânsă legătură. Cu ajutorul analizei spectrale s-a demonstrat că asimetria secțiunii transversale are o comportare oscilatorie în lungul albiilor naturale nesupuse constrângerilor de natură litologică. Secțiunile transversale ale râului Bârlad exprimă aceeași tendință, chiar dacă unele dintre ele au fost rectificate. Măsurătorile realizate după metoda Knighton (1982) au condus la reprezentarea grafică din fig. 6, care arată acest caracter oscilator al albiei, din ce în ce mai accentuat cu cât lungimea râului crește. Dezvoltarea asimetriei secțiunilor transversale este în legătură cu circulația secundară a curgerii, a cărei accelerare și decelerare locală poate produce schimbări în forma albiei (Yalin, 1971).

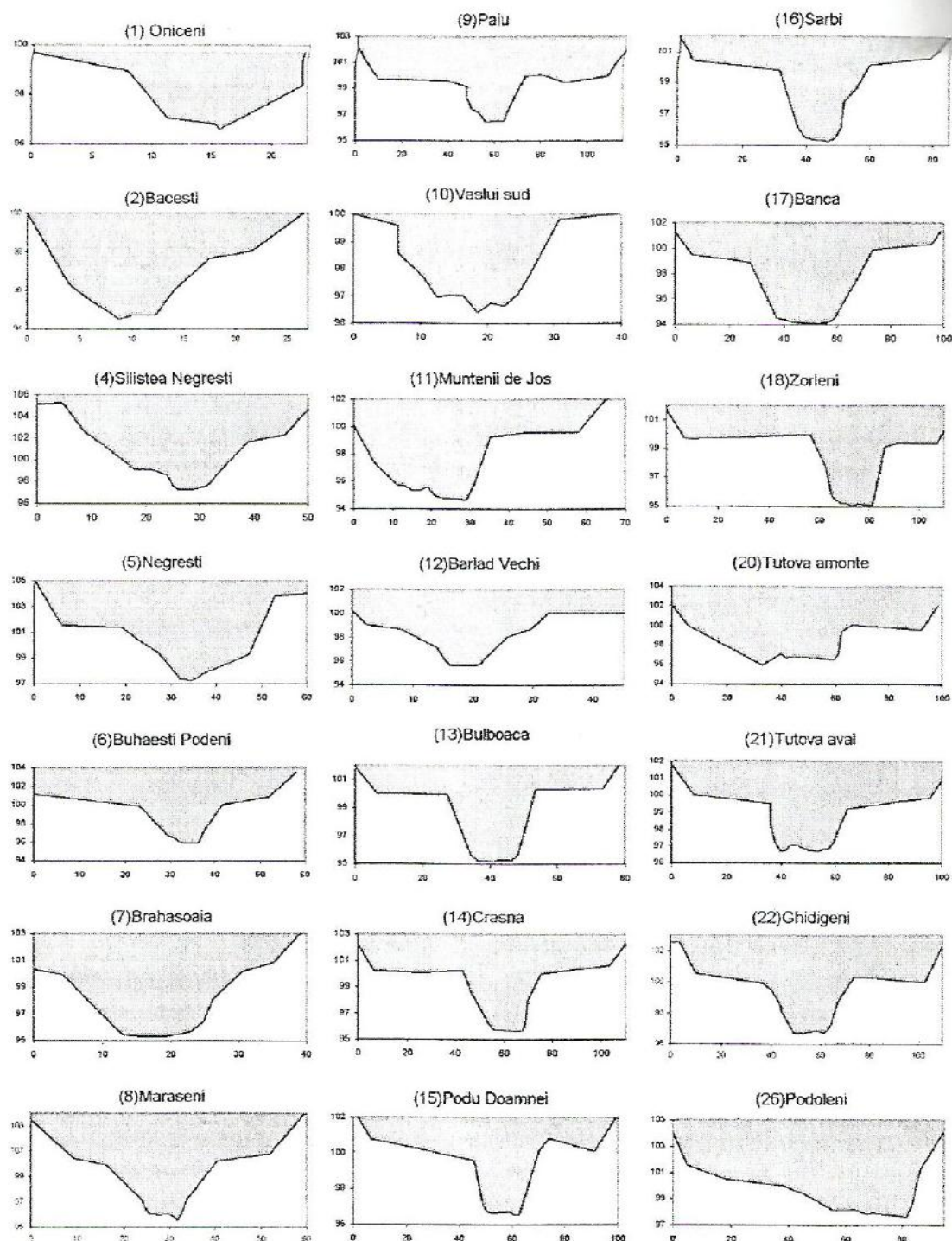


Fig. 5. Variația formei secțiunii transversale la maluri pline a râului Bârlad în profil longitudinal.

Tendențele observate în asimetria secțiunii transversale sunt comune cu cele ale morfologiei patului albiei. Un caz exemplificat de noi într-o altă lucrare (Ichim et al., 1979) se referă la canalul artificial al Bârladului cu pat nestabilizat. Între Rediu și Crasna (Vaslui), pe o

lungime de 12 km, a fost săpată noua albie a Bârladului. Măsurătorile batimetrice ale canalului după 4 ani de la darea în folosință au identificat o alternanță de adâncuri și vaduri: segmentele corespunzătoare vadurilor sunt mai largi (până la 14,16 m) și simetrice, iar

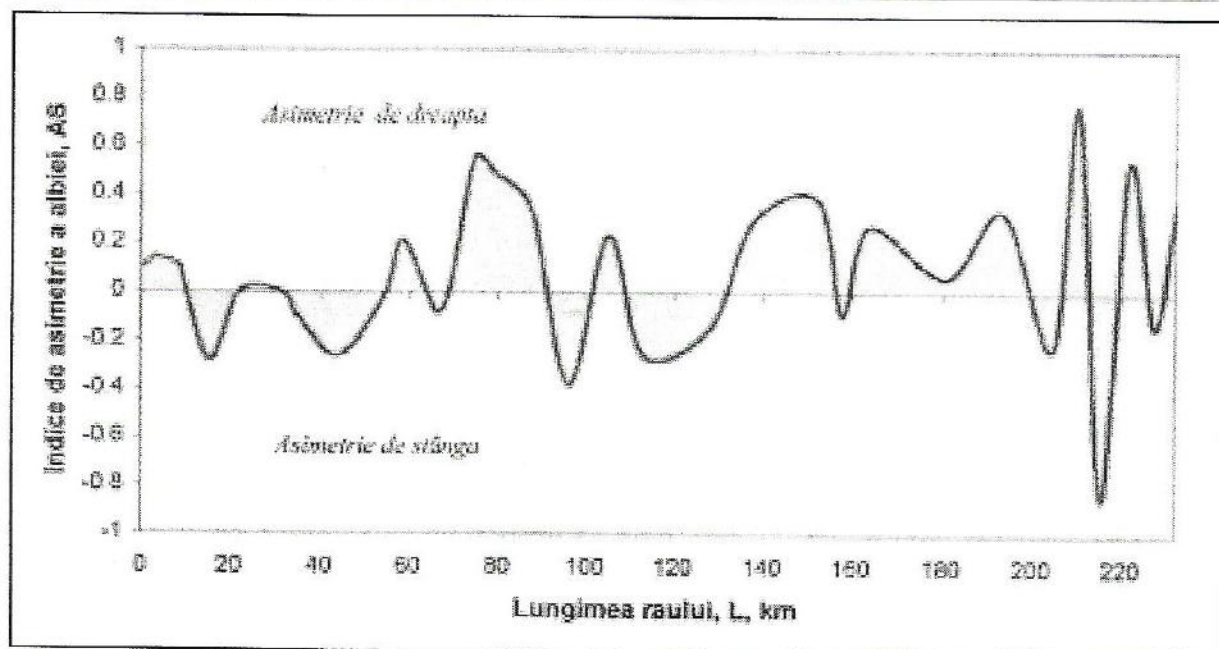


Fig. 6. Variația indicelui de asimetrie a secțiunii transversale în lungul râului.

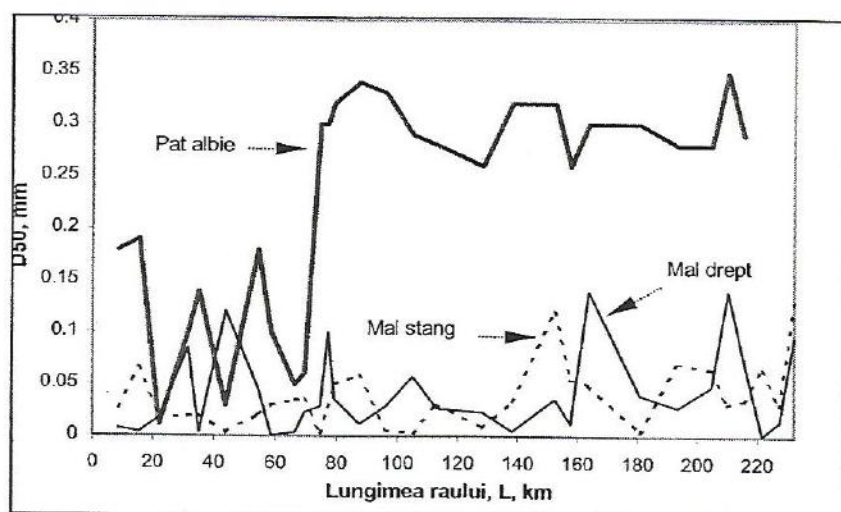


Fig. 7. Variația diametrului median al depozitelor din albia râului Bârlad

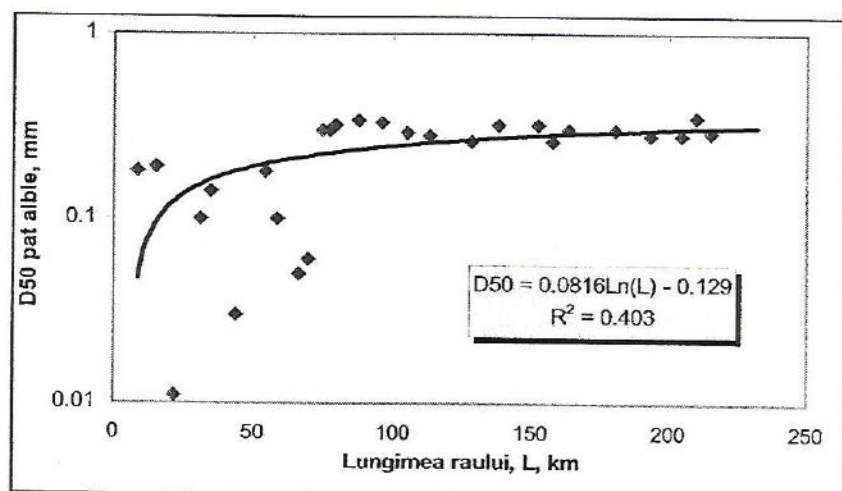


Fig. 8. Variația diametrului median din patul albiei râului Bârlad ca funcție logaritmică.

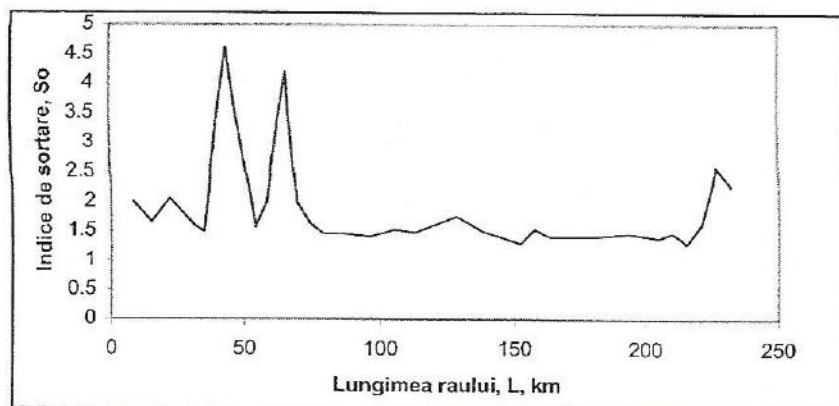


Fig. 9. Variația indicelui de sortare (S_o) a aluviunilor din patul albiei râului Bârlad.

cele în care se află adâncurile sunt mai înguste (10–11 m) și asimetrice. Față de vaduri, adâncurile coboară cu 60–100 cm. Concluzia la această analiză a fost că albia canalizată a Bârladului se va transforma, în timp, din albie rectiliniară într-o albie meandrată, așa cum exista înainte de rectificare.

5. Granulometria depozitelor de albie

Albia minoră a râului Bârlad a înregistrat caracteristici diferite sub aspect granulometric între patul albiei și cele două maluri. Parametrul granulometric pe care l-am analizat mai întâi a fost diametrul median, D_{50} , care reflectă o valoare medie a probei în punctul de prelevare (fig. 7, 8). Sub acest aspect se constată că în patul albiei râului Bârlad domină nisipurile, dimensiunea acestora înregistrând o ușoară creștere. Dacă până la km 70 de la obârșie diferențierea granulometrică între patul și malurile albiei aproape că nu se realizează, aval de acest punct în patul albiei se selectează diametrele cele mai mari din aluviunile transportate. Putem aprecia că din acest sector scurgerea lichidă a râului are competență de a transporta debit târât, de a forma microforme specifice patului albiei și de a sorta materialul constituint.

Tendința generalizată a variației diametrului median în patul albiei este de tip logaritm, la fel ca și pentru profilul longitudinal, deosebirile fiind că de această dată se realizează o creștere a dimensiunii particulelor în lungul râului și nu o diminuare ca în cazul albiilor cu pietriș. Acest fenomen este în relație cu eficiența sortării materialului nisipos în timpul transportului, particulele mai fine sunt înde-

părtate, iar cele mai grosiere sunt abandonate în patul albiei. Mediul hidrodinamic este clar evidențiat și de coeficientul de sortare Trask (S_o) a materialului de albie care indică următoarea tendință: cu cât valoarea coeficientului este mai apropiată de 1,0, cu atât dimensiunea particulelor este mai uniformă și cu atât mediul hidrodinamic este mai activ (fig. 9). Malurile albiei râului Bârlad reflectă tipul depozitelor din albia majoră, fiind în general fine, fără o tendință evidentă de sortare în profil longitudinal (fig. 7).

Depozitele din perimetrul secțiunii transversale controlează forma acesteia, care este în relație directă cu tipul de debit solid pe care râul îl tranzitează (Schumm, 1977). Astfel, râurile care transportă predominant debit în suspensie au malurile alcătuite, în cea mai mare parte, din material fin (praf și argilă); râurile care transportă predominant debit târât au malurile alcătuite din depozite nisipoase. Schumm (1960) a propus o relație din care să rezulte modificarea secțiunii transversale, F (ca raport între lățime-adâncime) funcție de conținutul de praf-argilă (M) din perimetrul secțiunii respective.

Forma secțiunii transversale a râului Bârlad variază funcție de M conform relației $F = 66,25 \cdot M^{-0,223}$ și care este ilustrată în fig. 10. Albiile al căror perimetru este alcătuit predominant din materiale fine vor tinde spre o formă a secțiunii transversale îngustă și adâncă. Dimpotrivă, un depozit predominant grosier în maluri reflectă o albie cu secțiune largă și puțin adâncă.

Dar nu numai forma secțiunii transversale este controlată de dimensiunea materialului

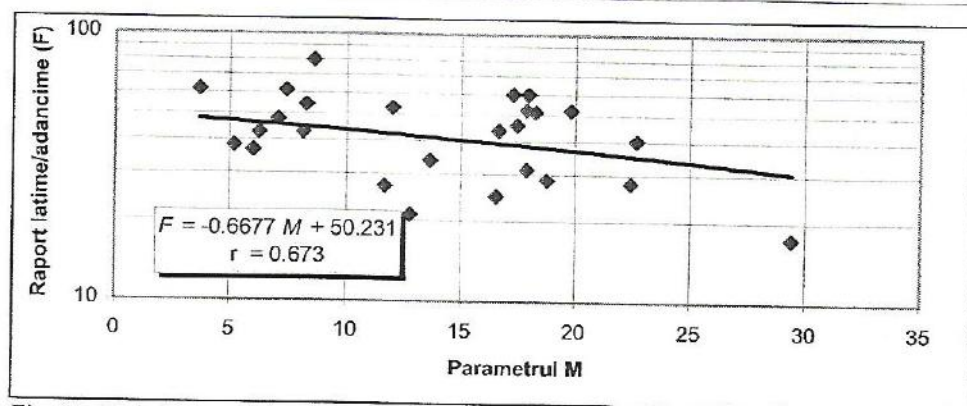


Fig. 10. Variația raportului lățime/adâncime a albiei râului Bârlad în funcție de conținutul de praf-argilă din perimetrul albiei (M).

Nr. meandru	Meandre actuale				Paleomeandre			
	Lungimea de undă (ĕ, m)	Amplitudinea meandrelor (a, m)	Raza medie a curburii (Rm)	Indice de sinuozitate (k)	Lungimea de undă (ĕ, m)	Amplitudinea meandrelor (a, m)	Raza medie a curburii (Rm)	Indice de sinuozitate (k)
1	280	145	47	1,4	3 150	825	480	1,2
2	165	175	45	2,5	2 850	1 200	675	1,4
3	100	70	30	1,5	1 950	1 100	250	1,6
4	200	135	37	1,8				
5	165	80	60	1,4				
6	215	-	47	1,2				
7	150	90	21	1,8				

Tabel 1. Morfometria meandrelor actuale și a paleomeandrelor râului Bârlad (câteva studii de caz)

de albie, ci și forma în plan a albiilor minore. Într-o lucrare anterioară ne-am ocupat în detaliu de problema morfologiei meandrelor, unele dintre cele mai complexe pentru un râu din țara noastră prin implicațiile asupra paleo-evoluției. Astfel, albia naturală a Bârladului are coeficienți de sinuozitate de până la valoarea 3, mai ales în sectorul dintre Vaslui și Bârlad, ceea ce se reflectă în dezvoltarea unor meandre uniforme tip „gât de gâscă”, care favorizează procesul de autocaptare. Lungimea de undă, amplitudinea și raza curburii meandrelor actuale sunt în relație directă cu debitul lichid actual al râului Bârlad, dimensiunile acestora fiind redate în tabelul de mai jos.

Meandrele actuale ale râului Bârlad se suprapun pe un traseu larg sinuos care indică o fază anterioară de meandrare a râului, în con-

dițiile unei scurgeri lichide cu mult mai mare decât cele actuale. Aceasta ne-a determinat să vorbim de două generații de meandre, meandre actuale și paleomeandre, fenomen deloc singular pentru regiunea climatică în care ne aflăm. În multe regiuni de pe glob există văi pe suprafața cărora se păstrează „încrustate” urmele a mai multor generații de albiile minore. Dimensiunea lor contrastează puternic cu debitele râurilor actuale, mult prea mici pentru a explica formarea lor (Dury, 1964). Râurile care au fost supuse reducerii dimensiunii atât la nivelul morfometriei secțiunii transversale cât și la nivelul geometriei meandrelor sunt râuri subadaptate (*underfit streams*). Râul Bârlad, prin generațiile de meandre identificate și măsurate de noi pe suprafața albiei majore, reprezintă un exemplu sugestiv de râu sub-

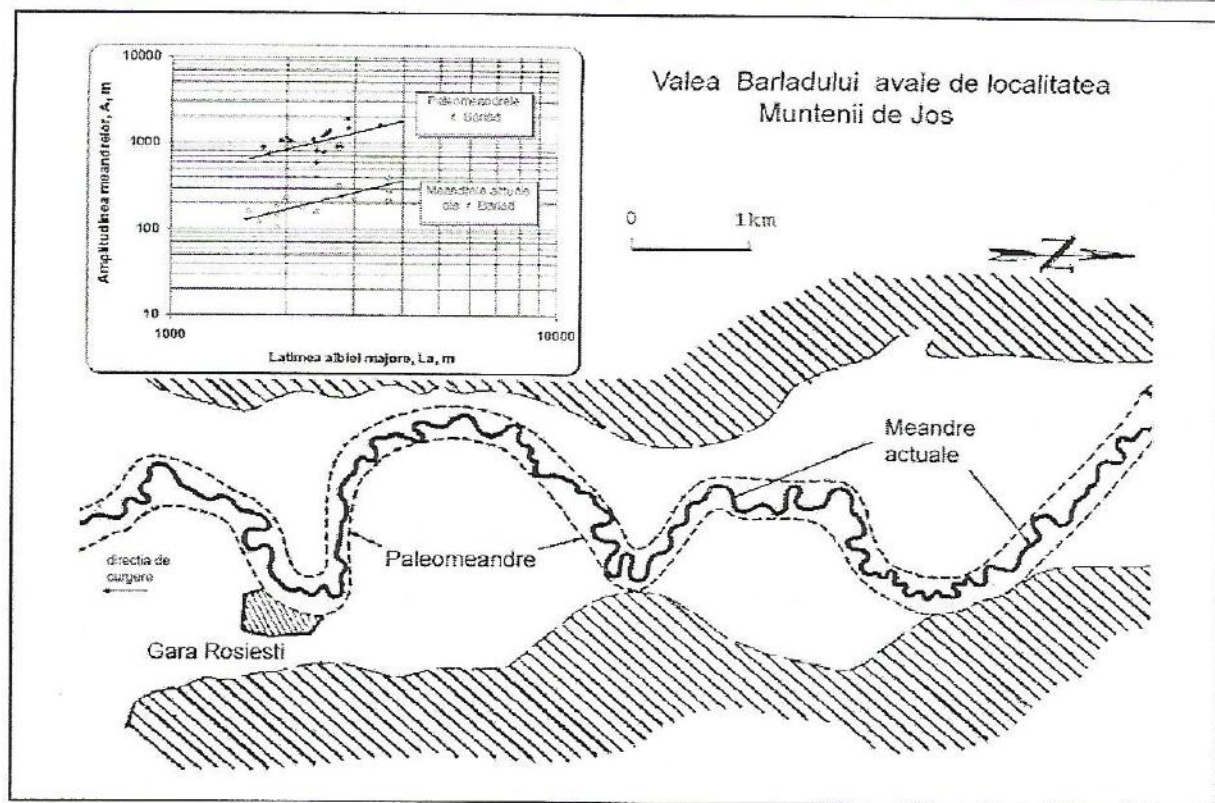


Fig. 11. Meandre și paleo-meandre ale râului Bârlad. În medalion este ilustrată relația între amplitudinea meandrelor și lățimea albiei majore pentru cele două generații de meandre din care reiese raportul de diminuare a meandrelor pentru cele două generații.

adaptat, dar care și-a păstrat traseul și caracteristicile râului din perioada când debitul era mult mai mare decât în prezent.

În figura alăturată este exemplificat un sector din valea Bârladului care probează cele două generații de meandre: paleomeandrele și meandrele actuale. Raportul între cele două generații de văi este de L , ceea ce reprezintă raportul de reducere a debitului care controlează aceste morfologii. Paleoalbiile din care au derivat râuri subadaptate, au fost înregistrate în toate regiunile globului (America de Nord, Anglia, Europa de Vest, Ucraina, Australia), dar cu deosebire în zona temperată, unde fenomenul a cunoscut cea mai mare extindere.

6. Concluzii

Analiza detaliată a tipului de depozite actuale a albiei râului Bârlad întregeste cunoașterea geomorfologică a unui râu important din România asupra căruia s-au realizat unele dintre cele mai importante lucrări de rectificare și îndiguire. Interesul nostru este îndreptat

spre identificarea particularităților de evoluție ale râului Bârlad, a relațiilor dintre variabilitatea depozitelor de albie și unii factori de control specifici acestei regiuni din punct de vedere morfogenetic. În plus, preocuparea noastră este motivată și de faptul că am acumulat multă experiență în studiul albiilor cu pat de pietriș și putem acum realiza o abordare comparativă între cele două tipuri de albi.

Profilul longitudinal al râului Bârlad este sensibil la ritmul de transfer al aluviunilor din domeniul versanților în cel al albiei, fiind ușor deformat prin agardare, râul Bârlad neavând competență suficientă de a îndepărta materialul adus de afluenți. Cu toate acestea, forma profilului este modelată de aceeași funcție ca și pentru râurile carpatice, mai vechi, cu energie mai mare, ceea ce arată că morfogenetic, râul Bârlad și-a realizat o formă de cvasi-echilibru.

Forma secțiunii transversale a albiei râului Bârlad este în general trapezoidală și este o caracteristică a albiilor adâncite în materiale argilo-prăfoase coezive. De asemenea, pre-

zintă diferite grade de asimetrie, chiar dacă albia a fost rectificată. Măsurătorile realizate după metoda Knighton (1982) arată caracterul oscilator al albiei, din ce în ce mai accentuat cu cât lungimea râului crește. Dezvoltarea asimetriei secțiunilor transversale este în legătură cu circulația secundară a curgerii, a cărei accelerare și decelerare locală poate produce schimbări în forma albiei.

Tendința generalizată a variației diametrului median în patul albiei este de tip logaritm, la fel ca și pentru profilul longitudinal, deosebirea fiind că de această dată se realizează o creștere a dimensiunii particulelor în lungul râului și nu o diminuare ca în cazul albiilor cu pietriș. Acest fenomen este în relație cu eficiența sortării materialului nisipos în timpul transportului, particulele mai fine sunt îndepărtate, iar cele mai grosiere sunt abandonate în patul albiei.

În sfârșit, tipul de depozite în care este adâncită albia și tipul de aluviuni transportate

de râu controlează în mod profund configurația în plan a albiei. Astfel, am arătat că morfologia de meandre este una deosebit de complexă în cazul râului Bârlad și putem vorbi de generații de meandre care și-au păstrat aceleași caractere morfologice, dar au suferit reduceri dimensionale. Este vorba de situația de albie subadaptată pe care râul o traversează acum în condițiile unei diminuări cu de 4-5 ori a debitului lichid de la ultimul eveniment climatic major, caracteristic, probabil, optmului climatic din Atlantic.

În condițiile intervenției antropice de anvergură asupra albiei râului Bârlad prin tăieri de meandre, canalizări și îndiguiri, tendința de evoluție a râului a rămas aceeași, de formare și evoluție a meandrelor, deși ritmul s-a diminuat. Cel mai bine este evidențiat în cazul canalului Paiu, care a redevenit o albie meandrată aproape la fel ca în condițiile inițiale.

BIBLIOGRAFIE

BĂCĂUANU, V. (1973), *Evoluția văilor din Podișul Moldovenesc. Realizări în geografia României*, Editura Științifică, București.

BĂCĂUANU, V., BARBU N., PANTAZICĂ, MARIA, UNGUREANU, A., CHIRIAC, D. (1980), *Podișul Moldovei. Natură, om, economie*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.

DIACONU, C. (1971), *Probleme ale scurgerii de aluviuni ale râurilor României*, Studii de hidrologie, XXXI, București.

DURY, G.H. (1970), *General theory of meandering valleys and underfit streams*, în: *Rivers and river terraces*, ed. G.H. Dury, Macmillan, Edinburg.

FILIPESCU, M. (1950), *Îmbătrânirea prematură a rețelei hidrografice din partea sudică a Moldovei dintre Siret și Prut și consecințele acestui fenomen*. Natura nr. 5, București.

HÂRJOABĂ, I. (1968), *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei Române, București.

ICHIM, I., RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N., SURDEANU V., AMARIUCAI M. (1979), Problems of meander geomorphology with particular emphasis on the channel of the Bârlad river, RR GGG, Geographie, 23, 35-47.

ICHIM, I., RADOANE, MARIA (1981), *Contribuții la studiul dinamicii albiilor de râu în perioade de timp scurt și timp îndelungat*. Hidrotehnica, t. 26, nr. 5, 135 - 138.

ICHIM, I., BĂTUCĂ, D., RĂDOANE, MARIA, DUMA, D. (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râu*, Editura Tehnică, București, 408 p.

IONIȚĂ, I. (2000a), *Formarea și evoluția ravenelor din Podișul Bârladului*, Editura Corson, 169 p.

IONIȚĂ, I. (2000b), *Geomorfologie aplicată. Procese de degradare a regiunilor deluroase*, Editura Universității „Al. I. Cuza” Iași, 250 p.

IONIȚĂ, L, OUATU, O. (1985), *Contribuții la studiul eroziunii solurilor din Colinele Tutovei*, Cercet. Agronom. în Moldova, XIII, 58 - 62.

JEANRENAUD, P.(1967), *Geologia regiunii văii superioare a râului Bârlad*. An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Sect. II – b, t. XIII, Iași.

KNIGHTON, D., A., *Asymmetry of River Channel cross sections: Post II. Mode of development and local variation*, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 7, John Wiley & Sons, Ltd, 1982;

OBREJA, A.(1961), *Date noi asupra teraselor Bârladului*. Comunic. Academiei Române R. P. Române, t. XI, nr. 9, București.

MOTOȘ, M. (1983), *Ritmul mediu de degradare erozională a solului în R. S. România*, Bul. Inform. ASAS, nr. 2, București.

PARASCHIV, D. (1964), *În legătură cu orientarea Văii Bârladului*, *Natura* nr. 6, București

POPA, A. (1971), *Cercetări privind scurgerea și eroziunea solului în Podișul Bârladului*.

Lucr. Staț. Cercet. Eroziunea Solului Perieni – Bârlad, t. I.

PUJINĂ, D. (1997), *Cercetări asupra unor procese de alunecare de pe terenurile agricole din Podișul Bârladului și contribuții privind tehnica de amenajare a acestora*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică “Gh. Asachi” Iași.

PURNAVEL, Gh. (1999), *Cercetări privind efectul lucrărilor de amenajare a formațiunilor torențiale, aflate în zona de influență excesivă a lacurilor de acumulare, asupra procesului de colmatare a acestora; cu referire la Podișul Central Moldovenesc*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică „Gh. Asachi” Iași.

RĂDOANE, Maria, RĂDOANE, N. (2001), *Eroziunea terenurilor și transportul de aluviuni în sistemele hidrografice Jijia și Bârlad*, *Revista de Geomorfologie*, București , vol. 3, 73-86.

RĂDOANE, Maria, RĂDOANE, N., DUMITRIU, D (2003), *Geomorphological evolution of river longitudinal profiles*, *Geomorphology*, 50, Elsevier, Olanda ,293-306.

UJVARI, I. (1972), *Geografia apelor României*, Editura Științifică, București.

SÂRCU, I. (1953), *Piemontul Poiana Nicorești*. St. și Cercet. Șt. Acad. P. P. Română, t.IV, nr. 1 – 4, fil. Iași.

SCHUMM, S.A. (1960), *The shape of alluvial channels in relation to sediment type*, US Geological Survey Professional Paper, 352 - B.

SNOW, R.S., SLINGERLAND, R.L. (1987), *Mathematical modelling of graded river profiles*, *Journal of Geology*, vol. 95, 15 - 33.

Asupra unor fenomene carstice pe gipsuri în nordul Câmpiei Moldovei, regiunea Darabani - Rădăuți-Prut

Costică BRÂNDUȘ*, Ionuț CRISTEA*, Gabriela ALUPOAIE-OPREA**

Cuvinte-cheie: gipsuri, carst, captare, Ucraina, România

On some Karst Phenomena on Gypsum in the north of Moldova Plain - the Region Darabani- Radauți Prut. Taking into consideration the existence of a karst topography on gypsum - endokarst and exokarst - in Ukraine, immediately to the north of the Prut river valley, as A Kliomchouk and V. Andrejchuk mention, there appeared the question of its existence to the south of the Prut valley, in Romania, in the north of Moldova Plain. In the area studied, situated between Darabani and Radauti Prut we identified no karst forms strictly speaking. Nevertheless, we managed to identify couloirs with successions of wide depression sectors, whose origin was considered to lie in some deep karst phenomena, in some caves dug in Badenian gypsum horizons by the corrosive action of underground captive waters that caused the fall of the clay layers situated above. We don't exclude the presence of some karst forms in other regions in the south of the Prut valley.

Posibilitatea existenței unor forme carstice pe gipsuri în nordul Câmpiei Moldovei ne-a fost sugerată de prezența unui astfel de relief, cunoscut și de noi, exocarst și endocarst, la nord de valea Prutului, pe teritoriul Ucrainei, relief studiat și descris în detaliu de ucrainenii A. Klimchouk și V. Andrejchuk (2003). Din cercetările acestora rezultă că gipsurile pe seama cărora a luat naștere relieful amintit sunt de vârstă badeniană, necutate, cu largă răspândire la exteriorul avanfosei carpatice, alungite pe direcția NW-SE din Polonia până la sud de Prut (în România), pe o lungime de peste 300 km și o lățime de la câțiva kilometri la 40-80 km, acoperind aproximativ 20 000 km² (fig. 1).

Grosimea lor este de 10 m până la 40 m și, împreună cu orizontul nisipo-calcaros pe care stau, sunt de vârstă Badenian inferior și alcătuiesc așa-numita „formațiune de Tyrassky”. Sunt acoperite de argile calcaroase, cu grosime de 5-8 m (Badenian superior), de argile cu grosimi de la 30-50 m la 100 m (Volhinian) și de luturi leosoide cu grosimi de ordinul metrilor (cuaternare). După cum specifică autorii menționați, întregul complex miocen este puternic tectonicizat, în blocuri faliolate, care au jucat diferit pe verticală, cu intensități

de ordinul metrilor sau zecilor de metri. „Formațiunea de Tyrassky” este prezentă și în molasă avanfosei carpatice, cutată, dar la adâncimi de peste 1 000 m.

Relieful descris pe aceste gipsuri este reprezentat prin forme de suprafață, în principal **doline**, cu dimensiuni (diametre, adâncimi) de ordinul metrilor și zecilor de metri, precum și prin forme de adâncime, **grote** și **peșteri**, de mari dimensiuni. Sunt menționate 14 peșteri, cu lungimi mai mari de 1 km, între care două — Zoulushka și Bukovinka — cu lungimi de 92 km și 2,4 km, se află în sudul regiunii, imediat la nord de valea Prutului (fig. 2). Ca poziție, pe teritoriul României corespunde cu regiunea de la vest de Darabani.

În România, forme carstice pe gipsuri au fost menționate sub formă de lopiezuri, doline, ravele, ponoare, văi oarbe etc., în Subcarpații de la Curbură (V. Dragoș și colab., 1958), în regiunea Nucșoara-Argeș (V. Trufaș, 1963), în regiunea dealurilor și muscelor subcarpatice Șurani - Sărari și Slănic Prahova (V. Trufaș și V. Sencu, 1967), în regiunile Munților Meseș și Cheile Turzii (I. Viehmann, I. Mac, 1966), în depresiunea subcarpatică a Tazlăului (C. Brânduș, 1981). În toate cazurile amintite



Fig. 1. Gipsuri miocene

gipsurile aparțin molasei miocene pericarpatice cutate și se prezintă în orizonturi relativ subțiri, adesea în alternanță deasă cu gresii și marne, așa încât nu au existat condiții litologice favorabile (grosime, extindere în suprafață) pentru formarea și evoluția unui relief carstic de amploare.

În nordul Podișului Moldovei, respectiv al Câmpiei Moldovei, gipsurile nu au fost întâlnite la suprafață. Au fost menționate de Bica Ionesi (1968) la diferite adâncimi, datate la Tortonian, în forajele de la Marginea, Frătăuții Vechi (la 910 m), Măneuți, Suceava (la 1 392 m), Bosanci (la 1 115 m) etc. Într-un foraj executat la Hudești (sud-vest de Darabani), în albia majoră a Bașcului, în 1988, la cota de 136 m, orizontul de gipsuri (anhidrite) pe care-l considerăm badenian, a fost interceptat între adâncimile de 75 m și 88,5 m. Rezultă că respectivul orizont are o grosime de circa 13 m și se află cuprins între cotele absolute de 61 m și 47,5 m (fig. 3). Este, posibil, același orizont de gipsuri de pe teritoriul Ucrainei, prelungit la sud de valea Prutului.

Regiunea cercetată, în care am urmărit identificarea unor forme carstice similare cu cele din Ucraina, se află imediat la sud de valea Prutului, într-un sector de-aproximativ 25 km lungime, între Dorohoi și Rădăuți-Prut - Miorcani. Relieful acesteia este deluros-colinar, cu altitudini medii de 200–250 m și energie a reliefului de 50–100 m, în care interfluviile larg vălurate alternează cu văi largi la nivelul albiilor majore și versanți cu pante medii (5–15%), afectați predominant de eroziune areolară și ra-

venări cu intensități diferite. Cu totul sporadic, pe mici suprafețe, apar și procese de deplasare în masă. Nu acestea dau nota caracteristică a proceselor geomorfologice actuale, ci eroziunea areolară și ravenarea. V. Băcăuanu (1968), care a studiat în detaliu tipurile genetice de relief din Câmpia Moldovei, nu menționează forme carstice, sau dacă, într-o formă sau alta, gipsurile ce stau la baza depozitelor volhinienene se reflectă în morfologia actuală.

Caracteristice pentru regiunea la care ne referim sunt văile, cu unele sectoare de largire accentuată și aplatizare la nivelul albiilor majore, de adevărate microdepresiuni, al căror aspect nu poate fi justificat numai de litologia, dominant argiloasă, de la suprafață. Individualizarea în lungul acestei văi a unor areale de presionare, în alternanță cu scurte sectoare de îngustare, ca și existența unor înșeuări joase la obârșiile dintre două văi cu direcții opuse, creând impresia de culoare de vale, conduc la presupunerea existenței, pe traseul respectivei văi, a unor fenomene de lăsare (prăbușire), determinate de eventualele grote subterane, formate pe seama gipsurilor. După aprecierile noastre, orizontul gipsurilor badeniene se află, în regiunile care ne referim, cu aproximativ 100 m sub nivelul fundului albiilor.

Este greu, totuși, de stabilit adâncimea orizontului de gipsuri, având în vedere tectonicizarea orizontului și jocul diferit pe verticală a fragmentelor acestuia. În aceste condiții circulația apelor subterane, captive, de sub orizontul argilelor volhinienene din acoperișul gipsurilor este capabilă să formeze goluri (grote), de diferite dimensiuni, care să determine, ulterior, prăbușirea depozitelor de deasupra. Procesele de versant au estompat treptat urmele prăbușirii, rezultând aspectul depresionar actual. Existența unei succesiuni de goluri subterane a putut determina apariția la suprafață a unui culoar de vale, a unei succesiuni de microdepresiuni.

Sugestivă, pentru această interpretare, este valea largă a Isnovățului care, între localitățile Păltiniș (sud de dealul Ivăncăuți — 254 m) și Rădăuți-Prut, pe o lungime de mai bine de 12 km, are un traseu aproximativ paralel cu al văii Prutului. Înainte de Rădăuți-Prut, valea Isno-

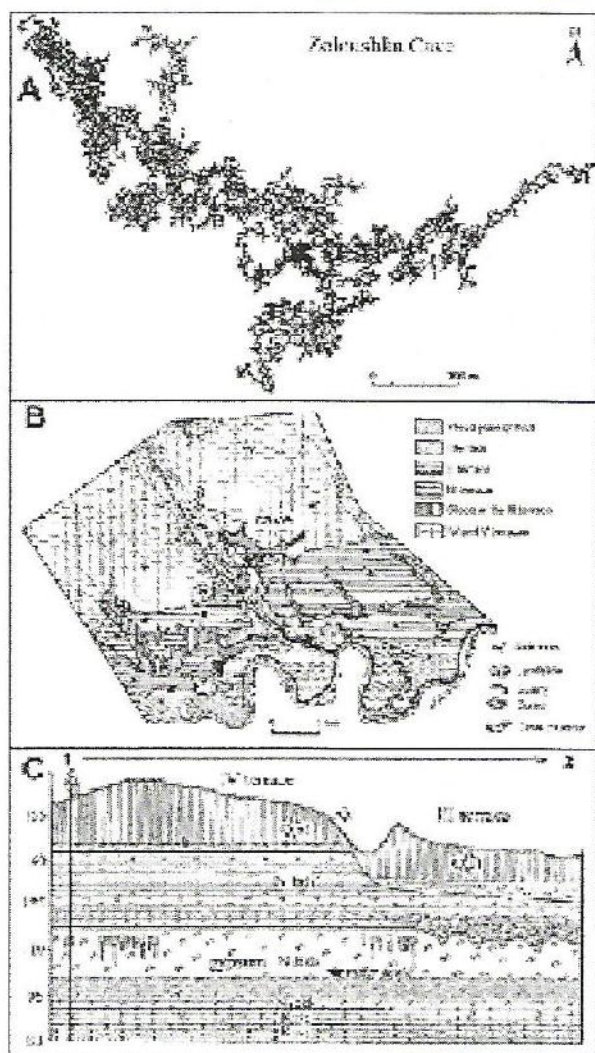


Fig. 2. Peștera Zoloushka din Ucraina (după A Klimchouk și V. Andrejchuk, 2003)

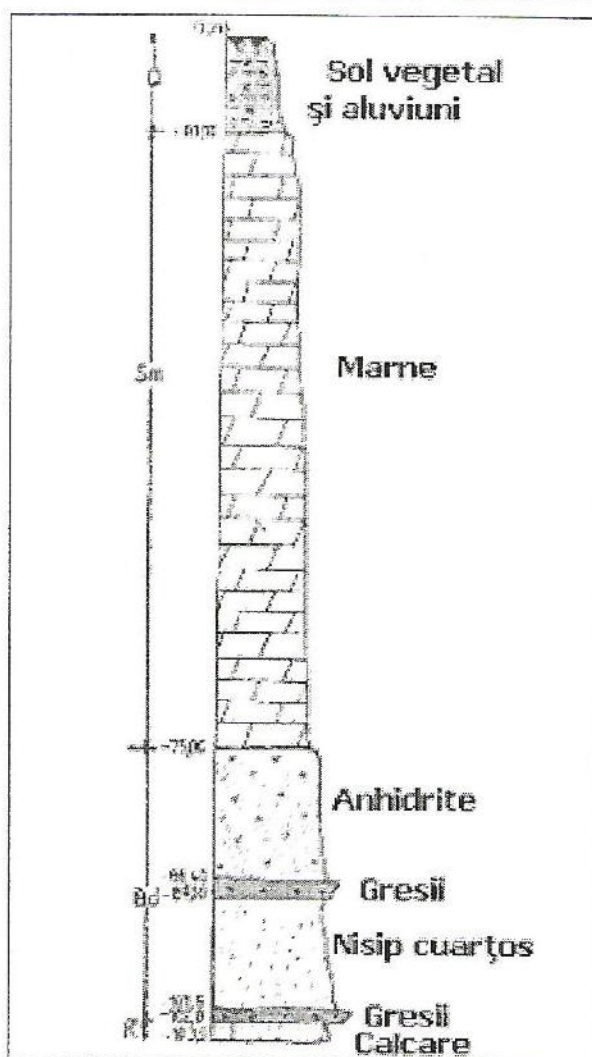


Fig. 3. Coloană litologică, Hudești, cota 135,9 m

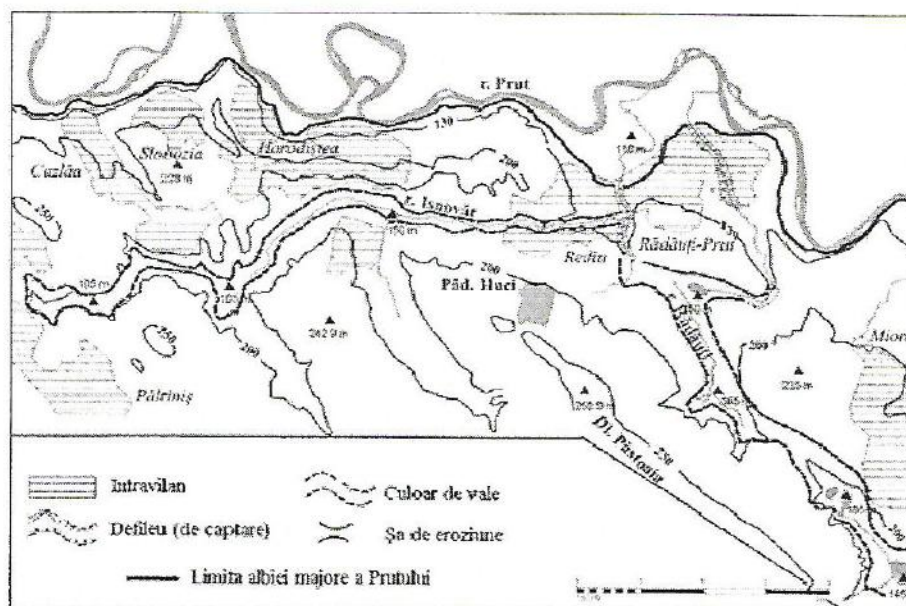


Fig. 4. remanieri ale rețelei hidrografice în nordul Câmpiei Moldovei

vățului este captată și întoarsă spre nord, spre valea Prutului, de un afluent scurt și viguros al Prutului, cu nivelul de bază mult mai coborât, formând un cot de captare și un defileu puternic adâncit. După aspectul morfologic și altitudinii, valea Isnovățului se prelungește cu 2–3 km dincolo de cotul de captare, spre sud-est, sector în cadrul căruia s-a organizat o altă rețea hidrografică, aceea a pârâului Rădăuțului, care este, și ea, captată și întoarsă spre valea Prutului de un alt afluent al acestuia. Există, deci, un **culoar unic de vale**, drenat de Isnovăț și pârâul Rădăuțului, cu lungime de circa 15 km, cu fundul văii la altitudini cuprinse între 170–150 m, paralel cu valea Prutului, captat în două locuri de afluenți scurți, energici, ai Prutului (fig. 4).

Am identificat și alte areale depresionare,

mai mult sau mai puțin bine individualizate, cum sunt cele de la vest și nord-vest de pădurea Hunci (sud de localitatea Rediu) sau din zona de obârșie a pârâului Rădăuțului și de la sud-vest de localitatea Miorcani, ce se încadrează în valea largă, cu „iazuri”.

În **concluzie**, apreciem că la formarea și evoluția arealelor depresionare, ca și a culoarului de vale al Isnovățului, au contribuit și fenomenele carstice de adâncime, produse pe seama orizontului de gipsuri, în condițiile existenței și acțiunii corozive a apelor subterane captive. Considerăm, de asemenea, că pot exista și alte regiuni, la vest de Darabani, unde să fie prezente forme carstice de adâncime sau unde morfologia de la suprafață să fie influențată de acestea. Bineînțeles, dacă adâncimea gipsurilor nu este prea mare. Recomandăm căutarea și investigarea acestora.

BIBLIOGRAFIE

V. BĂCĂUANU (1968), „*Câmpia Moldovei. Studiu geomorfologic*“, Editura Academiei Române, București.

IONESI, Bica (1968), „*Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei*“, Editura Academiei Române, București.

BRÂNDUȘ, C. (1981), „*Subcarpații Tazlăului. Studiu geomorfologic*“, Editura Academiei Române, București.

DRAGOȘ, V., GEORGESCU, C., HUICĂ, I., CEHLAROV, A., PERIANU, A. (1958), „*Raport geologic*“, Arhiva CSG, București.

KLIMCHOUK, A., ANDREJCHUK, V. (2003), „*Karst breakdown mechanism from observations in the gypsum caves of the Western Ukraine. Implication for Subsidence Hazard Assessment*“, Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1(1), January

TRUFAȘ, V. (1963), „*Dolinele de la Nucșoara-Argeș*“, Probleme de geogr., X, București.

TRUFAȘ, V. și SENCU, V. (1967), „*Tipuri litologice de carst în România*“, Anal. Univ. București, geol.-geogr., XVI, 1, București.

VIEHMANN, I., MAC, I. (1966), „*Observații asupra carstului din gipsurile munților Meses și Cheile Turzii*“, Lucr. Inst. speologie „Emil Racoviță“, V.

*Universitatea „Ștefan cel Mare“ Suceava

**Colegiul Național „Mihai Eminescu“ Suceava

Procese geomorfologice contemporane în Depresiunea Hațegului

Dana GOȚIU, Virgil SURDEANU

Contemporary Geomorphic Processes in Hațeg Depression. Contemporary geomorphic processes are very important nowadays as they reflect, according to modern theories (modernism, uniformitarianism, gradualism), present conditions. Climatic variables, litology, ramp and land use are factors that influence geomorphic processes. They mainly consist of gullies, landslides and furrows. Slope processes in Hațeg Depression can be characterized as critical, as they cannot turn to their original status.

Considerații generale

Și în geomorfologie, ca și în alte domenii ale științei și culturii, se resimte în ultimele decenii influența unor curente inovatoare cum ar fi *modernismul*. Acesta nu înseamnă o schimbare radicală a domeniului de studiu, ci se referă îndeosebi la o nouă viziune și o nouă abordare a fenomenelor și proceselor geomorfologice. Astfel, geomorfologia este preocupată în principal de procesele contemporane care modelează suprafața terestră, spre deosebire de tendințele anterioare de concentrare a atenției asupra extensiunii istorice a fenomenelor și proceselor geomorfologice.

Aceste tendințe merg în paralel cu *uniformitarismul* și *gradualismul*, care susțin că procesele care pot fi observate în zilele noastre au operat și în timp geologic, nefiind nevoie de procese de mare anvergură (de exemplu cataclisme) pentru a introduce schimbări în peisaj, cât mai degrabă de procese cu amplitudini moderate care au acționat pe perioade lungi de timp.

Între procesele care au loc și formele care rezultă în urma acțiunii acestora din urmă există un echilibru, o echitate. Echilibrul este rezultatul interacțiunii dintre forțele de stres (forța de gravitație, climatul ș.a.) și rezistență (natura rocii, rezistența morfologică, rezistența structurală ș.a.). Intervenția unei perturbări la nivelul oricărei dintre aceste variabile induce o modificare a stării de echilibru temporar spre o altă stare. Conceptul de echilibru al formelor de relief sau teoria echilibrului dina-

mic susține că formarea acestora poate fi explicată ca rezultat al proceselor actuale ce acționează asupra rocilor cu rezistență diferită (Hack, 1965; Chorley, 1962, citați de Rădoane, 1986), adică formele se modifică progresiv. Toate acestea sunt o funcție a *vulnerabilității*. Vulnerabilitatea unui sistem presupune o serie de disfuncționalități potențiale la nivel intern, care rezultă din procesele de transformare și adaptare, ca reacție la perturbații așteptate de mediu (Corell, Cramer, Schellnhuber, Workshop: Postdam Sustainability Days, 2001, citați de Armaș et al., 2003).

Analiza proceselor contemporane oferă o viziune realistă a modificărilor și formelor ce rezultă în timp uman și ne dau măsura cantitativă și calitativă a diferitelor sisteme geomorfologice. Din acest motiv am ales să studiem procesele contemporane din Depresiunea Hațegului, bazându-ne pe date vechi oferite de lucrările lui Mihăilescu (1957), Stăncescu (1965), Grumăzescu (1975), ș.a. și pe observații directe făcute în teren (2003, 2004), referindu-ne cu precădere la procesele de versant, întrucât acestea au cea mai mare extensiune și importanță.

Factorii favorizanți și declanșatori ai proceselor geomorfologice contemporane din Depresiunea Hațegului

1. *Condițiile climatice.* Fiind un areal relativ restrâns ca suprafață (550 km²) Depresiunea

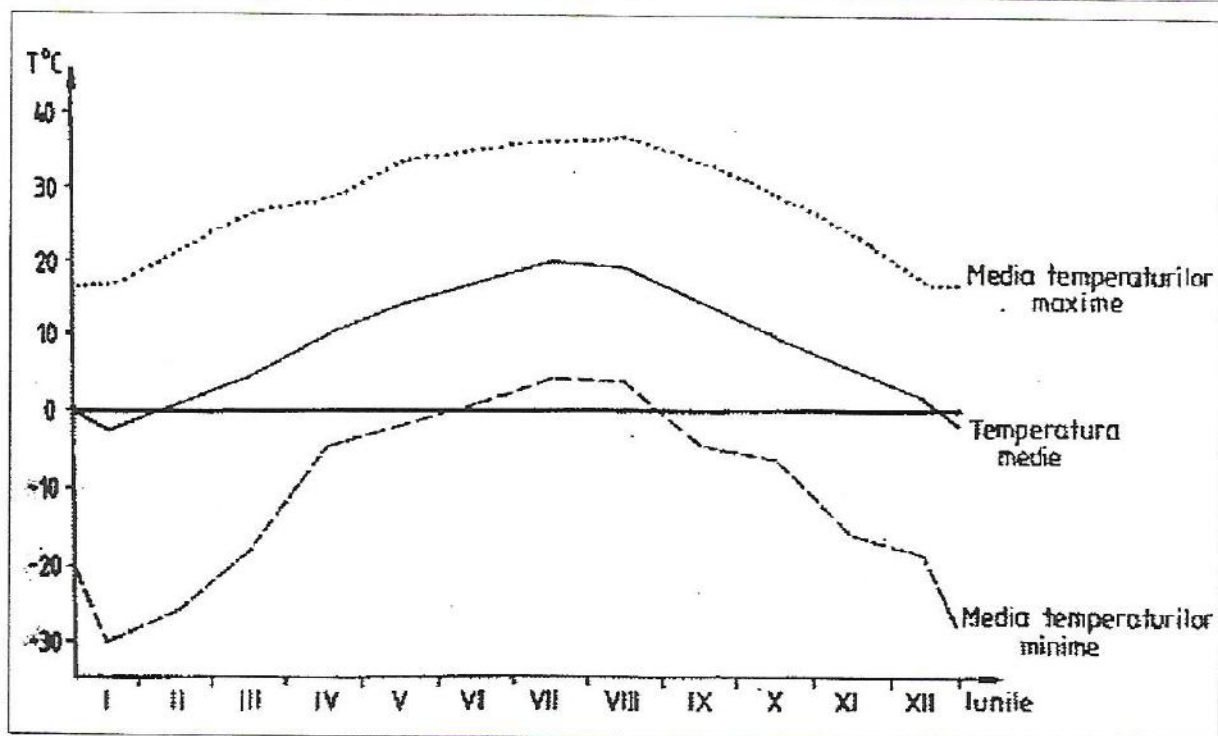


Fig. 1 Regimul temperaturii în Depresiunea Hațegului (Popa, 1998)

nea Hațegului se află sub influența caracteristicilor climatice ale zonelor montane învecinate.

Temperatura medie anuală are valori cuprinse între 8–9°C (în sectorul mai coborât-câmpia piemontană) și între 6–8°C în sectorul dealurilor și munceilor din jur, față de -2°C în Munții Retezat și 0°C în Munții Șureanu (Grumăzescu, 1975).

Regimul precipitațiilor se diferențiază în funcție de treptele de relief, fiind mai redus în sectorul câmpiei piemontane și mai pronunțat odată cu înaintarea spre dealurile piemontane și spre culmile munților ce limitează depresiunea.

Se observă că din aprilie până în septembrie cantitățile de precipitații sunt mai mari (peste 40 mm), atingând un maxim pluviometric în luna iunie. Acesta este și intervalul de timp în care se manifestă cu preponderență precesele geomorfologice. În lunile de iarnă cantitățile de precipitații sunt reduse (20–25 mm în medie). În sectorul cel mai coborât al depresiunii cantitatea de precipitații este înjumătățită (față de cantitățile înregistrate în Retezat și în Munții Șureanu) și cu 300 mm mai puțin decât în Munții Poiana Ruscă (Grumăzescu, 1975).

2. Condițiile litologice. Depresiunea este acoperită sedimente ce au fost depuse de-a lungul fazelor de colmatare succesive (marină, lacustră, fluvio-lacustră și continentală), începând din jurasic până în cuaternar. Acestea se caracterizează printr-o mare diversitate în ceea ce privește rezistența la acțiunea de distrugere a agenților externi, putându-se întâlni de la roci dure la roci moi. La diversitatea gradului de tărie se mai adaugă permeabilitatea și plasticitatea diferitelor roci.

Caracteristica geologică a regiunii este dată de „stratele de Sânpetru” („gresia de Sânpetru” - Nopcsa, 1902; „formațiune lacustră-vulcanogen-sedimentară” - Laufu, 1925; „stratele de Sânpetru” - Mamulea, 1953)

Aceasta este o formațiune relativ omogenă din punct de vedere al compoziției litologice pe toată grosimea sa stratigrafică (până la 3000 m), alcătuită în exclusivitate din roci detritice de o mare varietate granulometrică (rudite, arenite, silturi și lutite siltice) cu o participare nesemnificativă a rocilor micritice rezultate prin procese de precipitare.

Depozitele se grupează în secvențe ritmice asimetrice din punct de vedere al compoziției litologice.

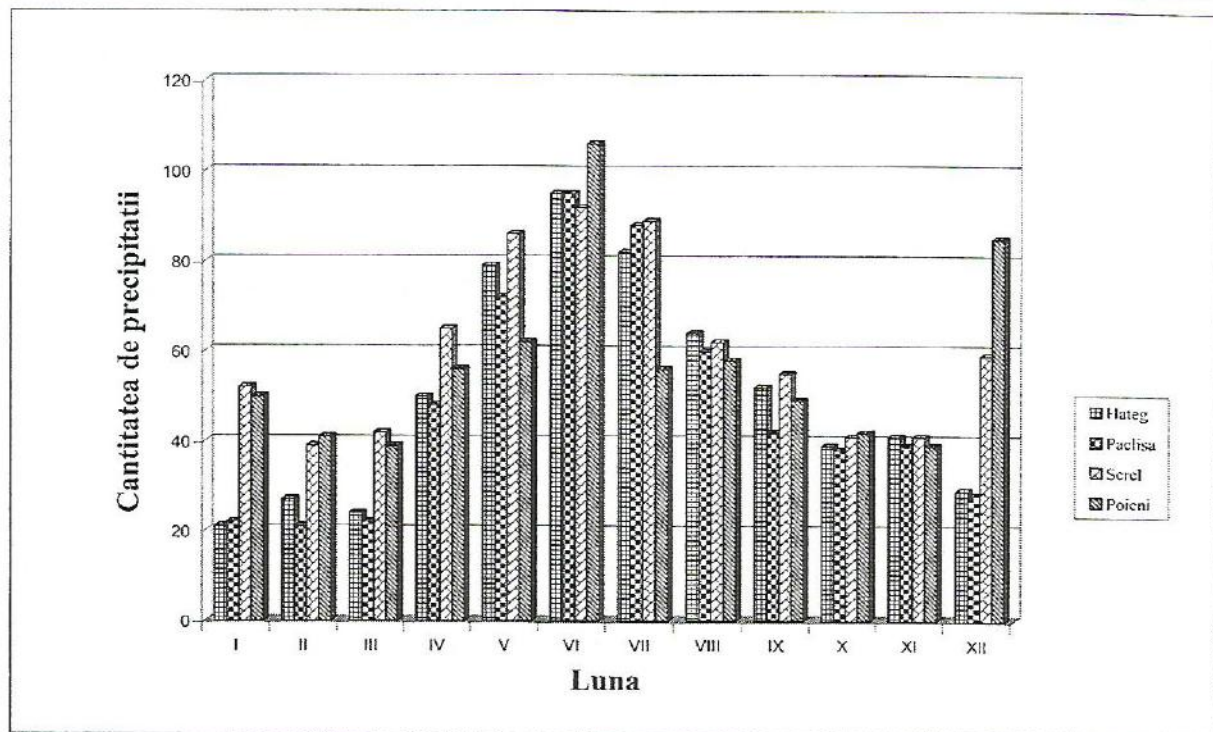


Fig. 2 Regimul mediu al precipitațiilor la stațiile Hațeg, Păclisa, Serel și Poieni (1975–1990)

Termenul bazal al unui ritm este reprezentat în mod curent de rudite și microrudite cu o matrice detritică sau de arenite (gresii litice), care pot include și lentile de conglomerate.

În fiecare ritm, termeei detritici grosieri sunt acoperiți de siltite, argile siltice de culoare cenușie, cenușiu-verzui, cenușiu-gălbui sau roșietice, întâmplător putând apărea strate fine de argile carbunoase, îndeosebi la partea superioară a secvenței.

Litologia depresiunii se poate prezenta astfel:

- pietrișuri pliocene — pe latura sudică a depresiunii, la contactul câmpiei piemontane înalte cu munceii (în împrejurimile Breazovei, Peșteniței și Peșteanei);

- alternanțe de nisipuri grosiere și pietrișuri rulate, uneori cu intercalații subțiri de argile sau nisipuri argiloase — interfluviile dintre Râu Alb și Serel; dintre Sarmizegetusa și Păucinești; de pe stânga pâraului Galbena, între Fărcădin și Berthelot;

- alternanțe de nisipuri grosiere și pietrișuri de diferite dimensiuni — interfluviile dintre Clopotiva și Sarmisegetusa;

- alternanțe de nisipuri și pietrișuri acoperite cu depozite deluvio-colviale cu aspect loessoid — pe interfluviile din stânga Râului

Bărbat, în dreptul localității Hobita; pe stânga Streiului, în dreptul localității Ciopeia etc. (Grumăzescu, 1975).

În ceea ce privește modul de aranjare al stratelor, el nu joacă un rol important în declanșarea și desfășurarea proceselor actuale. În unele sectoare ale depresiunii se remarcă, totuși, influența înclinării stratelor asupra producerii alunecărilor de teren, coincidența înclinării stratelor cu înclinarea versantului favorizând declanșarea alunecărilor pe pante structurale (sectorul munceilor dintre Bănița și Baru). Pe văile cu profil transversal asimetric, versantul prelung coincide sau taie sub un unghi ascuțit stratele, iar cel mai înclinat, tăiat în capete de strate, este supus proceselor de surpare (afluenții de pe stânga văii Densușului, între Densuș și Ștei) (Grumăzescu, 1975).

3. *Panta*. Terenurile cu înclinări mai mari de 12° indică o predominare a proceselor de modelare actuală a reliefului mai ales în aria munceilor și a dealurilor piemontane. Aceste procese nu lipsesc nici în aria unităților de relief mai joase, unde predomină terenurile cu înclinări mai mici de 12°, afectând aproape în exclusivitate versanții văilor și frunțile teraselor (Grumăzescu, 1975).

4. *Modul de utilizare al terenurilor.* Suprafețele ocupate cu vegetație lemnoasă reduc frecvența de apariție a proceselor de versant. Totuși în cazul în care substratul este constituit din roci mai puțin rezistente și, eventual, se găsește în apropierea unui curs de apă, pădurea nu poate asigura stabilitatea terenurilor, ci doar poate frâna desfășurarea proceselor de eroziune (pe valea Băniței și a Fizeștilor alunecările de teren antrenează și pădurea), (Gru-măzescu, 1975). O situație asemănătoare se întâlnește și în cazul terenurilor acoperite cu lăstărișuri și tufărișuri (dealurile piemontane).

Terenurile cu utilizare agricolă de pe elementele de relief mai accentuat înclinate sunt cele mai predispuse declanșării proceselor de eroziune de suprafață și liniară (munceii din bazinele râurilor Fizești și Ohaba-Ponor, a dealurilor din nordul depresiunii și în unele sectoare ale câmpiei piemontane înalte din sud-vestul depresiunii).

Distribuția spațială a proceselor geomorfologice contemporane din Depresiunea Hațegului

Rama deluroasă din nord-estul, nordul și vestul depresiunii se caracterizează printr-o dispunere în trepte a reliefului, în partea de nord-est altitudinea absolută fiind de 450–600 m, în nord de 450–530 m, iar în est de 500–550 m.

În **nord - nord-vest** apar cu preponderență ogașe în împrejurimile localităților Ciula Mare și Ciula Mică (lungimea lor este în medie de 25–30 m, variind de la 15–70 m, iar lățimea între 2–10 m; au o densitate mai mare pe versanții cu expoziție nord-estică sau sud-estică), Vălioara și Boița (alături de ogașe de 10–25 m lungime apar și ravene cu lungimi de 25–140 m și lățimi de 5–15 m), Răchitova (în dealurile Făgetului, Grunului, Ceretului, pe formațiuni sedimentare turonian-senoniene, daniene și pliocene apar, pe roca în loc, ravene liniare și ramificate de 40–110 m lungime și 5–15 m lățime, pe versanți cu expunere S–SV, alături de ogașe 20–60 m lungime și râpe de desprindere ale unor alunecări vechi — 10–70 m).

În **vestul** depresiunii apar ogașe de mici dimensiuni (10–50 m), alunecări de teren semnificative: la poalele dealului Teiușului (lângă Densuș) apare o alunecare stabilizată de 1 km lungime asociată altora de o mai mică extindere, stabile sau active.

O extindere mai mare o au ravenele. Astfel, pe valea Răchițelei și a Peșteniței (lângă Peștenița) apar ravene regresive de 50–70 m lungime pe versanți cu expoziție sudică, estică și sud-estică. Pe Culmea Breazovei și Dealul Breazova, între 440–520 m altitudine se evidențiază o serie de ravene stabilizate de 30–40 m lungime și 3–5 m lățime, pe versanți sud-estici și estici. În împrejurimile localității Sarmisegetuza apare o alunecare de 30 m pe depozite nisipoase.

În **sud** munceii sunt alcătuiți din depozite pliocene și cretacice in situ (îndeosebi conglomerate și pietrișuri). Între localitățile Sarmisegetuza și Clopotiva, pe valea Peștilor, apare o înșiruire de ravene de peste 100 m lungime, dispuse apoximativ paralel pe versantul nord-estic. Sunt stabilizate prin înierbare, dar introduc o notă discordantă în peisaj. Seria acestor ravene se continuă și spre localitățile Râu de Mori și Ostrovel, dar au dimensiuni mai reduse (35–60 m). Ogașele le putem întâlni în perimetrul localităților Valea Dăljii și Sânpetru (40–60 m lungime).

Dealurile din jurul localităților Mălăești, Paroș, Coroiești și Sălașul de Sus sunt caracterizate prin frecvența ravenelor de mari dimensiuni (50–130 m), care la debite mari de precipitații se pot transforma în torenți. Se extind pe versanții estici și nord-vestici. Tot în acest areal mai apar și ogașe și râpe de alunecare.

Sud-estul și estul depresiunii — Culoarul Băniței, Fizești — sunt caracterizate prin apariția alunecărilor de teren de o mare amploare, favorizate de o înclinare mare a versanților, de pătura săracă de vegetație și de instabilitatea depozitelor de pe versanți.

Concluzii

Procesele geomorfologice contemporane din Depresiunea Hațegului, și îndeosebi cele

de versant, pot fi considerate critice. Aceasta presupune imposibilitatea sistemului de a mai reveni la starea inițială după ce s-a manifestat acțiunea unui factor perturbator. Astfel, nici în cazul eroziunii prin ogașe, ravenație, nici în cel al alunecărilor de teren nu mai este posibilă re-

venirea la situația inițială, deci se poate afirma că s-a instaurat o stare critică. Se pot implementa măsuri de prevenire ori de atenuare a efectelor manifestării acestor fenomene, dar amprenta lor va persista în timp și spațiu, nemaiputându-se înlătura efectele pe care le implică.

BIBLIOGRAFIE

- ARMAȘ, Iuliana, DAMIAN, R., SANDRIC, I., OSACI-COSTACHE, Gabriela (2003), *Vulnerabilitatea versanților la alunecări de teren în sectorul subcarpatic al văii Prahova*, Editura Fundației „România de Măine”, București
- GRECU, Florina, PALMENTOLA, G. (2003), *Geomorfologie dinamică*, Editura Tehnică, București
- GRECU, Florina (1997), *Fenomene naturale de risc. Geologie și geomorfologie*. Editura Universității din București
- GRUMĂZESCU, Cornelia (1975), *Depresiunea Hațegului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei R.S.R., București
- ICHIM, I., RĂDOANE, Maria (1986), *Efectele barajelor în dinamica reliefului: abordare geomorfologică*, Editura Academiei R.S.R., București
- MAC, I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Editura Academiei, București
- MAMULEA, M.A. (1953), *Studii geologice în regiunea Sânpetrului (bazinul Hațegului)*, An. Inst. Geol., vol. XXV
- MIHĂILESCU, V. (1957), *Observații asupra unor fenomene periglaciare între Sarmisegetuza și Râu de Mori*, în Bul. Șt. Sect. Geol.-Geogr. t. II, nr.2
- POPA, N. (1998), *Potențialul de dezvoltare al așezărilor din Țara Hațegului*, Editura Bru-mar, Timișoara
- RĂDOANE Maria, ICHIM, I., RĂDOANE, N., SURDEANU, V. (1999), *Ravenele. Forme, procese și evoluție*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
- STĂNCESCU C. (1965), *Unitățile de relief ale Depresiunii Hațegului*, St. cerc. Geol., geofiz., geogr., Seria geografie, tomul XII, nr.1
- SURDEANU, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca

Morfologia Depresiunii Letca

Maria HOSU

Cuvinte-cheie: morfologie, asimetrie, etajare.

The morphology of Letca Depression. The Letca Depression is integrated in the larger geomorphological system of the Someș Valley and constitutes an important relaxation sector in this particular river corridor. Its genesis is hereby attributed to the morphogenetical activity of the river valley starting in the Pliocene through the whole Quaternary period. Three different morphological levels make up the general framework and the major characteristic is the asymmetry.

1. Integrare spațială

Depresiunea Letca face parte din sistemul Văii Someșului și constituie unul din spațiile de relaxare pe traseul Dej-Țicău. Conform celor menționate într-un studiu anterior, (Hosu, 2004), între limitele precizate, pe profilul longitudinal al Văii Someșului, se succed sectoare de largire cu sectoare de îngustare în formă de defilee, „clisuri“ sau „surducuri“. Depresiunea Letca este, astfel, circumscrisă de două îngustări evidente: Perii Vadului-Răstoci, în est și Surduc, în vest. Face parte din sistemul depresiunilor mici (exemplu, Depresiunea Ileanda), față de depresiunile mai largi (exemplu, Dej-Câțcău și Guruslău).

Privită în ansamblu, Depresiunea Letca, apare ca o unitate bine individualizată, încadrată periferic de regiuni deluroase.

Extinderea pe direcția nord-sud este evidentă între Platoul structural Mesteacăn-Purcăreț, situat la altitudinea absolută de 500–600 m. și înălțimile deluroase de la obârșile afluenților de dreapta ai râului Someș: Dl. Nadeș (644 m), Dl. Leordiș (589 m), Dl. Pietrosu (602 m), Dl. Aluniș (456 m), și Dl. Leșului (433 m).

În cadrul amintit se desfășoară pe o lungime de aproximativ 19 km și o lățime de 10 km.

Geneza depresiunii este o consecință a activității morfologice a râului Someș, din pliocen și mai ales din cuaternar și a proceselor corelate singenetic eroziune lineară și areolară pe versanți, desfășurate secvențial și cu intensități diferite. Astfel, pedimentarea perigla-

ciară a condus la reculul fronturilor de versant și la largirea depresiunii.

2. Premise de constituire tectostrucurale și litologice

Sub raport geologic (tectonică, structură, roci), Valea Someșului, între Perii Vadului și Surduc, marchează un contact evident între depozitele oligocene (stratele de Ciocmani, stratele de Bizușa, stratele de Ileanda), în care se remarcă calcare, gresii în alternanțe cu argile în orizonturi subțiri și depozitele de vârstă miocen inferior (stratele de Valea Almașului, stratele de Buzaș, stratele de Coruș), constituite predominant din argile roșii cu orizonturi subțiri de gresii slab cimentate, pietrișuri și nisipuri. Așadar, la nord de râul Someș se află roci predominant rezistente, iar la sud, roci în general friabile. Un asemenea spectru petrografic, în care ocurențele în profil vertical sunt, de asemenea variate, induce o labilitate sau dimpotrivă o rezistență diferențiate la acțiunea sculpturală a râului Someș și a agenților asociați. Faptul respectiv explică, într-o anumită măsură, caracterul morfologic general, acela de „vale depresionară“ extinsă între Răstoci-Perii Vadului și Surduc; morfologia și morfometria diferită a versanților, desfășurarea dominant asimetrică și organizarea pe câmpuri spațiale a teraselor fluviale. Aceași diferențiere este evidentă și sub raport tecto-

nic. Depozitele paleogene din nordul Văii Someșului au fost afectate de intense procese disjunctive, faliile fiind orientate pe două direcții principale: est-vest și respectiv, nord-vest-sud-est sau chiar nord-sud. Cel mai afectat sector este situat între Lozna și Surduc.

Privită prin prisma raportului cu structura majoră în care s-a adâncit, Valea Someșului aparține *tipului epigenetic*, deoarece Podișul Someșan constituie o macrostructură de platformă. În asemenea situație curba generală a profilului transversal ar trebui să fie simetrică. Faptul că Platforma Someșană a suferit deformări: falieri, coborâri, ridicări, basculări în plan vertical, diferite pe cuprinsul teritoriului său, ajustările între structură și morfologie sunt sensibil nuanțate.

3. Conținut geomorfologic

Depresiunea Letca prezintă o etajare pe trei nivele bine evidențiate: nivelul albiilor, nivelul teraselor și cel al suprafețelor de nivelare.

Asimetria evidentă este dată de desfășurarea în partea nordică a treptelor de terase și a abrupturilor de racord scurte (de natură petrografică, structurală sau de împingere prin dezvoltare bazinetelor torențiale. În partea sudică, văile generate de râurile afluenta Someșului, (Cristolțel, Solonei, Hrăii, Losnei, Leșului), s-au adâncit și au erodat regresiv, descompunând suprafața inițială a nivelului de 325–400 m, într-o serie de culmi cu orientare, în general, sud-est–nord-vest și chiar est-vest.

3.1. Albiile și luncile se definesc prin caracteristici, în general, comune râurilor mari ce străbat unitățile depresionare. Albia prezintă, în linii generale, două sectoare diferite: unul cu meandrare accentuată, între Bădeni și Ciocmani; altul cu o desfășurare relativ liniară, de la Lemniu la Cuciulat.

În ambele sectoare albia este largă cu pat aluvial gros, constituit în principal din pietriș și nisip. Deși, sunt prezente renile, ostroavele sunt în număr mic și de dimensiuni reduse.

Lunca, cu excepția sectorului Cuciulat-Băbeni, unde este restrânsă (aproximativ 0,5 km), în rest are o desfășurare semnificativă pe ambele părți ale râului, cu lățimi neuniforme.

Caracterul asimetric apare evidențiat pe sectorul Lemniu-Letca, unde domină pe partea dreaptă a râului, restructurându-se plan-spațial în aval de Ciocmani, unde domină pe partea stângă. Ca structură este stabilă și prezintă o grosime remarcabilă a depozitului aluvial, în care domină pietrișurile. Caracterul de planitate este evident, iar gradientul în profil longitudinal este slab (1–2°).

3.2. Terasale fluviale. Ca număr și altitudine relativă, terasele se încadrează în sistemul general observat de diferiți cercetători în Depresiunea Transilvaniei și, în special, pe Valea Someșului, fiind în număr de opt trepte. Predomină terasele aluviale cu depozite bine conservate și grosimi apreciabile ale orizontului aluvial. Sub raportul dispunerii, notabilă este grupare în „câmpuri de terase”. Primul este localizat în sectorul Lemniu-Letca, unde sunt dezvoltate mai bine pe partea dreaptă, al doilea în sectorul Cuciulat-Băbeni, unde se desfășoară pe partea stângă și ultimul, în sectorul Ciocmani-Surduc, fiind prezente, de asemenea, pe partea stângă a râului.

3.3. Suprafețele de nivelare. În spațiul depresionar se înscriu trei nivele de eroziune, ceea ce înseamnă că modelarea policiclică s-a derulat, și aici, din terțiar.

Vom remarca faptul că, în timp ce suprafața de 500–575 m se generalizează în partea nordică a Podișului Someșan, racordând părți din interfluvii și înșeuări, celelalte nivele (400–475 m și 300–375 m), se încadrează strict spațiului de vale. Ele pătrund pe afluenții laterali ai râului Someș, mai ales pe partea stângă a văii, sub forma unor resturi ce indică modelarea policiclică (fig.1).

Intim legată de sistemul depresionar este suprafața de 300–375 m altitudinea absolută. Așadar, nu este întâmplător faptul că unii cercetători (Savu, 1963), au încadrat-o la o terasă de 220–240 m. Realitatea din teren ilustrează faptul că, ea nu aparține seriei de terase fluviale, cea mai înaltă terasă desfășurându-se între 125–140 m.

Notabil este faptul că, nivelul de 300–375 m

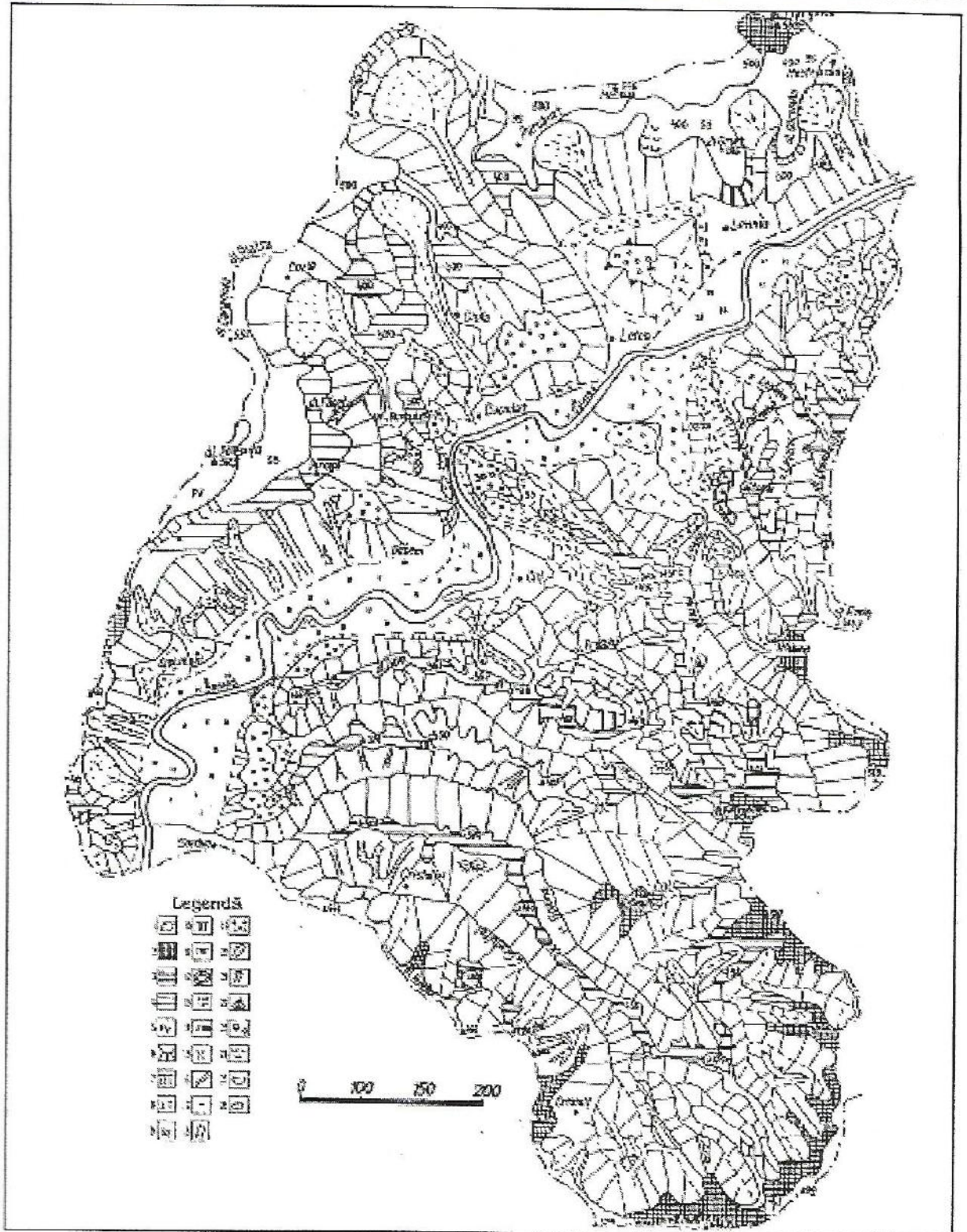


Fig.1. Harta geomorfologică a Depresiunii Letca. 1. Martori poziționali, 2. Suprafața de nivelare de 500-755 m, 3. Suprafața de nivelare de 400-475 m, 4. Suprafața de nivelare de 300-375 m, 5. Pediment de vale, 6. Versanți radiari, 7. Versanți liniari, 8. Glacis, 9. Suprafață structurală, 10. Abrupt structural, 11. Abrupt petrografic, 12. Po-pine, 13. Culoar de evoluție hidrografică, 14. Cote altimetrice, 15. Înșeuări, 16. Curs de apă, 17. Localități, 18. Ravene, 19. Terase, 20. Torenți, 21. Bazinete torențiale suspendate, 22. Conuri de dejecție, 23. Alunecări profunde, 24. Alunecări superficiale, 25. Doline, 26. Cariere.

a evoluat printr-o retragere a versantului, primind caracterul unui pediment de vale, ceea ce este similar altor situații din Depresiunea Transilvaniei, semnalate în diverse lucrări de sinteză.

Nivelele menționate sunt destul de greu da precizat, sub raportul desfășurării spațiale, deoarece se interferează cu suprafețele structurale, menținute pe roci dure.

În stadiul actual, Depresiunea Letca este supusă unor procese active de modelare, în spe-

cial din categoria eroziunii lineare (șiroiri, ravene, torenți), localizate cu precădere pe discontinuități morfologice și structurale.

Frecvența acestor procese este explicată și prin intervenția antropică în peisaj (despăduriri, prelucrare agricolă), stimulând scurgerea de suprafață.

Caracterul torențial al afluenților râului Someș, constituie o trăsătură marcantă pentru spațiul analizat.

BIBLIOGRAFIE

BERINDEI, I., IACOB, ERSILIA (1961), *Contribuții la studiul morfologic al Depresiunii Guruslău*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai“, Geographia, Geologie-Geografie, 1, Cluj-Napoca.

HOSU, AL. (1999), *Arhitectura sedimentației depozitelor eocene din NV Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Presa Universitară Clujană, Cluj-Napoca.

HOSU MARIA (2004), *Constrângeri și relaxări plan-spațiale în profilul longitudinal al Văii Someșului*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai“, seria Geographie, nr. 1 Cluj-Napoca.

MAC, I., SOROCOVSCHI, V., MAIER, A. (1979), *Forme ale conexiunii geografice în structura peisajului Podișului Someșan și a zonelor sale de bordură*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai“, XXIV, 2, Cluj-Napoca.

MAC, I. (1971), *Suprafețele de nivelare din Subcarpații Transilvaniei, dintre Mureș și Olt*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai“, seria Geographie, 1, Cluj-Napoca.

MAC, I. (1973), *Aspecte privind geneza și vârsta teraselor din Transilvania*, Realizări în geografia românească, Ed. Științifică, București

MAC, I., IRIMUȘ, I. A. (1996), *Corelații morfologice intra- și interspecifice cu structurile din Bazinul Transilvaniei*, Rev. Geografică, tom II-III, Edit. Academiei Române, București.

RĂILEANU, GR., RUSU, A. (1964), *Relațiile tectonice ale cristalinelui Munților Meseș-Țicău cu formațiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei*, Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică, Geografie, seria Geologie, 2, București.

RĂILEANU, GR., SAULEA, EMILIA (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj-Jibou*, Analele Comitetului Geologic, Vol. XXIX, București.

SAVU, AL. (1963), *Podișul Someșan*, Autoreferat asupra lucrării de dizertație, Cluj-Napoca.

SAVU, AL. (1965), *Terasele Someșului între Dej și Jibou*, Studia UBB, Geologie-Geografie, 2, Cluj-Napoca.

Universitatea „Babeș-Bolyai“, Cluj-Napoca
Facultatea de Geografie

Raportul fragmentarea reliefului-rețeaua căilor de comunicație în spațiul montan.

Studiu de caz în Munții Timișului (Carpații Curburii)

Bogdan MIHAI, Ionuț ȘANDRIC

Cuvinte-cheie: Munții Postăvarul-Piatra Mare-Clăbucetele Predealului, desimea fragmentării, drumuri, izolare, corelație, accesibilitate.

Relief fragmentation-communication network relationship in mountain area. A case study in Timis Mts. (Curvature Carpathians). Using a GIS analysis, the study tries to correlate by cross tabulation the stream frequency and the communication network frequency. The main conclusion is the highest stream frequency generates the lower road and path frequency. The average stream frequency values are optimal for the road network development. In this area interfluvies are the most important in road and path network development.

Spațiul montan se caracterizează prin trei trăsături esențiale: accesibilitate limitată, fragilitate și marginalitate, diversitate și specificitate locală (Jodha, 1999).

Accesibilitatea își pune amprenta în mod evident asupra structurării spațiului. Rolul culoarelor de vale, al depresiunilor, al bazinetelor, al văilor în general, este legat de fluxurile de masă, energie și informații (Ianoș, 1990). Complexitatea problemelor de organizare a spațiului montan, de dezvoltare regională și locală crește cu atât mai mult cu cât accesibilitatea este mai mare, aspect analizat de noi în contextul Carpaților Curburii (Mihai B., 2000).

Limitarea accesibilității rezultă din altitudine, declivitate și alte condiții naturale locale, riscuri sezoniere și contextul tehnico-economic ce generează lipsa mijloacelor de contracarare a acestor dezavantaje.

În procesul dezvoltării durabile izolarea a menținut un anumit avantaj. Autarhia ce caracterizează multe comunități izolate a implicat practici bine adaptate în exploatarea, utilizarea resurselor, în reproducerea însăși a unor peisaje montane de calitate.

Munții Timișului (Postăvarul-Piatra Mare-Clăbucetele Predealului), ca parte a Carpaților Curburii, se înscriu într-o anumită măsură în specificul de accesibilitate al spațiului montan al Alpilor. Aici accesibilitatea, alături

de atractivitate și imaginile/reprezentările individuale au impulsionat dezvoltarea turismului (Price și colab., 1999). Asemeni munților reprezentativi din Europa Occidentală și aici s-a investit în ultimele 3-4 decenii, atât în latura drumurilor și potecilor prin modernizare și marcarea, cât și pe cea a căilor ferate prin dublare, consolidare, electrificare și creșterea vitezei. Chiar dacă la nivelul anului 2000 infrastructurile sunt relativ depășite tehnic, ele au contribuit la structurarea complexă a spațiului montan, la organizarea acestuia. Relieful a devenit din barieră în umanizare, un punct de sprijin în amenajare prin apariția transportului pe cablu în anii '50 (la Poiana Brașov) și îmbunătățirea accesului pe văi cu ajutorul drumurilor forestiere.

1. Elemente specifice accesibilității M. Timișului

Munții Postăvaru-Piatra Mare-Clăbucetele Predealului au, în context carpatic, un nivel de dotare cu infrastructură mult peste medie. Căile de comunicație au densități remarcabile, atât la scara drumurilor naționale și județene (3-5 km/100 km², pe axa Prahova-Timiș), cât mai ales la nivelul drumurilor forestiere (peste 30 km/100 km² în Postăvaru-Piatra Mare). Determinări realizate de Ciangă (1998) la nivelul

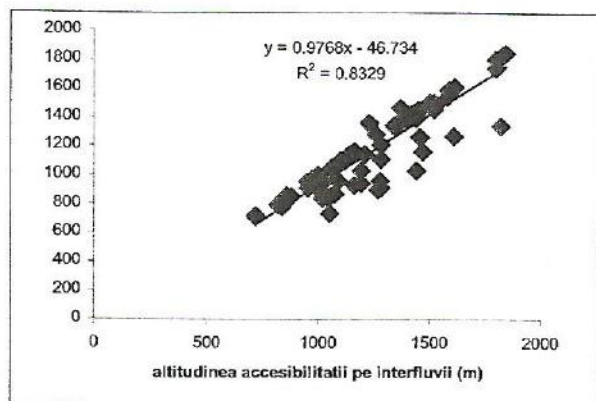


Fig. 1. Graficul de corelație între altitudinea accesibilității pe interfluvii și altitudinea vârfurilor arată importanța suprafețelor și nivelelor de eroziune în creșterea accesibilității precum și importanța mijloacelor tehnice (transport pe cablu)

Carpaților Orientali, arată densități considerabile ale potecilor turistice marcate, cu o medie de 73 km/100 km², a doua valoare după Mășii Bucegi, cu peste 102 km/100 km². Situația este mult mai elocventă pe masive: Piatra Mare cu 127,5 km/100 km² (maxima în Carpații Orientali) și Postăvaru 48 km/100 km² (comparabilă cu Ciucașul și dublă față de Ceahlău).

Analiza infrastructurii căilor de comunicații se impune a fi realizată în raport cu relieful. O serie de *coordonate antropogeografice* ale accesibilității munților cercetați se impun a fi inițial prezentate pe scurt:

- *limita maximă altitudinală a accesibilității* este Vf. Piatra Mare (1 843 m), punctul culminant al acestui spațiu montan (acces pe poteci turistice marcate);

- *limita maximă altimetrică a accesibilității rutiere* este diferențiată la nivel de vale, respectiv interfluvii (Mihăilescu, 1 963-pe vale și versant limita atinge 1 160 m în Vf. Cioplea, la limita de nord-est a orașului Predeal, accesibil prin tramă stradală și drum forestier; pe interfluvii limita este discutabilă, fiind condiționată de elementul tehnic: 1 120 m la Poiana Brașov în aria stației de teleferic spre Cristianul Mare pe drum modernizat; 1 320 m pe drumul forestier dintre Vf. Cioplea-Predeal și V. Azuga, în Muchea Susaiului și similar la cabana Diham pe drum forestier, 1 300 m între Valea Azuga și Valea Gârcinului); tehnic, cu mijloace performante, limita poate fi înăl-

țată la circa 1 780 m în aria releului de telecomunicații de pe Cristianul Mare (fig. 1); în fapt accesul cu automobilele de teren este posibil vara, pe teren uscat mai sus de Poiana Ruia din Postăvaru, la circa 1 600 m;

- *limita maximă altimetrică a accesibilității feroviare* este dată de pasul Predeal și gara Predeal, la 1 030 m, cel mai înalt punct de pe rețeaua Căilor Ferate Române;

- *limita altitudinală maximă a habitatului permanent urban* este la 1 160 m pe M. Cioplea, la sud-vest de hotelul Belvedere, în orașul Predeal, fiind cel mai înalt punct al rețelei urbane din Carpații Românești; energia maximă a habitatului permanent atinge în M. Timișului circa 620 m; minima altimetrică este la 540 m în orașul Brașov;

- *limita maximă altimetrică a cabanelor și amenajărilor speciale* atinge 1 780 m în M. Postăvaru, prin releul de pe Vf. Cristianul Mare;

- *limitele etajului stânelor și anexelor pastorale* sunt cuprinse între circa 720 m (pe V. Râșnoavei la confluența cu V. Poienii și 1 600 m în Poiana Ruia-Postăvaru, altitudine similară târlor din platoul Pietrei Mari);

- *limitele etajului cabanelor forestiere și ale habitatului cu specific forestier* ating 560 m la contactul cu Depresiunea Brașov, la vest de Brașov și 1 260 m pe Valea Azuga, în apropiere de izvoare;

- *limitele extreme ale domeniilor schiabile* sunt localizate la circa 670 m (Bolnoc, Piatra Mare) și 1 765 m (pârta Kanzel, la nord-vest de Vf. Cristianul Mare); energia reliefului în aria domeniilor schiabile este de 1 095m, fapt ce arată un potențial important.

Problema accesibilității altitudinale se prezintă în Munții Timișului foarte nuanțat. Raportul vale-interfluvii în localizarea punctelor de altitudine maximă /minimă este în fapt sursa acestor diferențieri.

Teoretic munții sunt accesibili în orice anotimp pe întreg ecartul altitudinal de 1 305 m. Practic intervine însă stratul de zăpadă ce condiționează mai ales în Piatra Mare un anumit grad de izolare al platoului structural și culmii principale. Acesta poate depăși chiar 200–220 cm ca urmare a viscozelor, fapt ce limitează

accesul turiștilor și alpinistilor în intervalul decembrie-martie.

2. Metodologie

Aplicația SIG are drept scop principal relevarea legăturii existente între fragmentarea spațiului montan și rețeaua căilor de comunicații. Astfel am considerat necesară compararea a două hărți analitice-a desimii fragmentării, respectiv a desimii căilor de comunicații.

Desimea fragmentării reliefului completează densitatea fragmentării și exprimă distanța dintre două talveguri învecinate; este un element al potențialului morfodinamic, ce arată în primul rând amploarea eroziunii liniare (a șiroirii și torențialității), la care se asociază și multe alte procese de versant.

Reprezentarea cartografică digitală a acestui element este o aplicație a modului de analiză spațială în SIG. Generarea în detaliu a rețelei de drenaj a avut la bază harta topografică geocorectată la scara 1:25 000 și operațiunea de digitalizare. Aceasta a fost efectuată manual, deoarce vizualizarea automată, a talvegurilor, în condiții de fragmentare foarte intensă, este incompletă și prezintă erori. Prin transformare vector-raster s-a realizat un nou strat tematic ce a fost supus analizei spațiale prin evaluarea distanței dintre talveguri, a lățimii interfluviilor. Aceasta este exprimată ca funcție a spațiului învecinat (Tucker și colab., 2000) ce permite corelări ale numărului de pixeli dintre talveguri cu forma concavă/convexă a terenului. Aplicarea unui filtru "statistic de vecinătate" a permis realizarea unei hărți uniforme. Importanța alegerii unei rezoluții adecvate terenului este mare, întrucât filtrul necesită valoarea unei distanțe "de control". În cazul nostru mărimea pixelului a fost de 10 m iar distanța de control de 100 m.

Rețeaua căilor de comunicații a fost inițial obținută prin vectorizare de pe harta topografică 1:25000 (1982), completată/actualizată cu scena satelitară SPOT pancromatic (1997) și verificată în terene. Ea cuprinde toate rețelele ce apar în structura spațiului geografic analizat: căi ferate, drumuri de toate categoriile, poteci, linii de transport pe cablu, inclusiv

linii electrice aeriene și conducte principale. La aceasta s-a adăugat și trama stradală a localităților. Prin unirea atributelor acestora s-a conturat un nou strat tematic, convertit ulterior din format vector în format raster.

Analiza spațială a fost similară rețelei de drenaj. Prin aplicarea filtrului statistic au fost obținute intervale succesive de depărtare a fiecărui pixel în raport cu arterele de comunicații existente. Scopul a fost relevarea ariilor de cea mai mare izolare din spațiul M. Timișului, a celor mai puțin dotate sau ocolite de drumuri, poteci, rețele electrice etc. Localizarea și explicarea acestora a fost legată în final de particularitățile reliefului și mai exact de fragmentarea/unitatea acestuia.

3. Rezultate

Desimea fragmentării exprimată ca distanță medie între pixelii grupați sub forma talvegurilor, exprimă în primul rând un factor morfodinamic important.

Harta desimii fragmentării exprimă valori ale distanței medii între talveguri în mod descrescător. Acestea arată că valorile cele mai mici (distanțe) exprimă suprafețe de teren foarte fragmentate iar cele mai mari, areale slab fragmentate (fig. 2).

Observațiile noastre din teren ne-au condus la stabilirea unor intervale caracteristice.

- *Intervalul 0-30 m* cuprinde circa 25% din spațiul analizat.

Acesta arată frecvența excepțională a talvegurilor elementare ce imprimă versanților montani un aspect extrem de mozaicat și o dinamică activă. Originea acestora este legată de factori naturali ca diferențierile de litologie, structural-tectonice dar și antropici. Ultimele sunt relativ importanți în arealul terenurilor forestiere exploatate în trecut: în aria contactului cu Depresiunea Brașov (M. Runcu), rama montană a Postăvarului între Văile Râșnoavei și Timișului, insular în bazinele Gârcinului și Azugăi. Cele mai mari areale sunt legate însă de bazinele Timișului în M. Postăvaru și bazinul Șipoaie din Piatra Mare și în multe arii calcaroase din M. Poienii Brașovului. Aici tectonizarea-diaclazarea

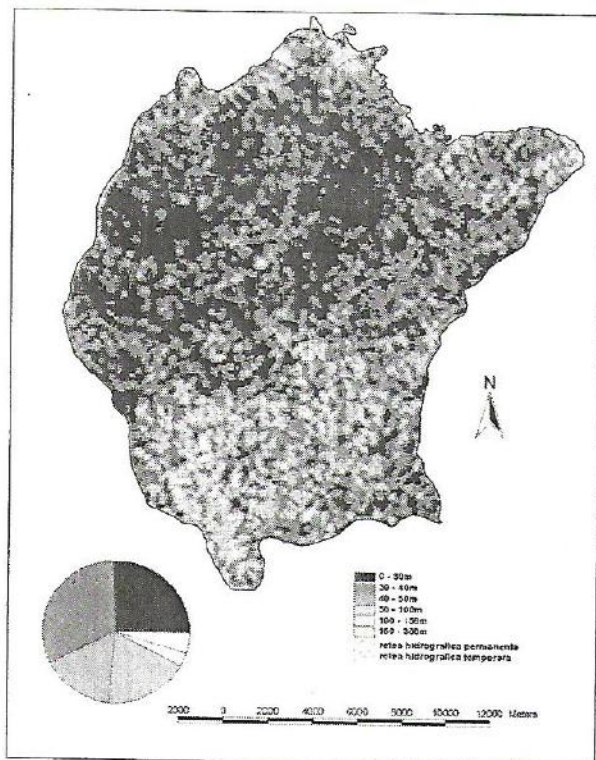


Fig. 2. Munții Timișului. Harta desimii fragmentării.

calcarului și eterogenitatea conglomeratelor și gresiilor, au fost exploatate de eroziunea regresivă a Timișului și afluenților acestuia: Lamba Mare, V. Postăvaru, V. Calului, V. Dracului.

Cumpăna apelor între Prahova și Râșnoava se înscrie în egală măsură în acest interval, pe fondul complexității litologice și structurale din bazinul Pietrosului și M. Piatra Arsă. Flișul stratelor de Sinaia a avut condiții de creștere a desimii fragmentării în arii cu multe falii și diaclazări ale microcutelor, pe un fundal neotectonic activ și ca efect al defrișărilor rase din bazinele Limbășel și Azuga.

- Intervalul 30–40 m ocupă de asemenea un areal extins, de peste 30%. În principal terenurile încadrate aici le însoțesc pe cele din intervalul anterior. Ele caracterizează mai mult versanții conglomeratici și calcaroși, precum și contactul tectono-structural dintre zona cristalină-mezozoică și flișul cretacic al Pânzei de Ceahlău, la nord-vest și vest de Predeal. O extindere însemnată apare și în Piatra Mare, pe conglomerate monoclinale, faliat la contactul cu olistolite calcaroase: bazinele Timișului Sec, V. Horvatca, V. Baciului, V. Morii etc. Interesantă este ocurența acestor valori

în intravilanul unor orașe ca Azuga (V. Cășeria) și Predeal (Fetifoiu, V. Poliștoaca), Săcele sau Scheii Brașovului. Aceste areale arată și cele mai multe zone cu probleme aparte de urbanism aparte (stabilitatea terenului și necesitatea drenajului și canalizării).

- Intervalele 40–50 m și 50–<100 m ocupă circa 40% din aria montană, cu o ocurență mare în zonele modelate pe fliș din Clăbucele Predealului-bazinele Prahovei și Văii Cerbului, respectiv nord-estul Pietrei Mari. Sunt areale cu pante medii, între 10–30°, unde pădurile au fost fie puțin exploatate, fie au stabilitat scurgerea de versant prin stingerea talvegurilor de ordin inferior (M. Highiș, M. Tâmpa). Cele mai compacte areale sunt întâlnite între Prahova și Valea Cerbului inferioară, arie omogenă ca litologie (flișul stratelor de Sinaia) cu dislocații tectonice predominante în plan orizontal sub forma decroșărilor.

- Intervalele cu peste 100 m desimea fragmentării reprezintă un procent foarte redus, sub 10%. Ele desemnează ariile cele mai puțin fragmentate, restrânse în Munții Timișului, limitate la interfluvii și mai precis la martorii de eroziune. Acestea apar mai ales pe cumpelele de ape și izolat pe glacisuri de bordură sau versanți (cariera Răsăritul, la vest de Brașov, unde nu a fost posibilă extragerea completă a rețelei de drenaj).

Examinarea hărții arată însăși continuitatea unor suprafețe de eroziune prin racordarea nivelelor și martorilor de eroziune. Poate fi observată ocurența mare a nivelelor ce compun suprafețele Predeal și Clăbucetelor la vest de Prahova, în munții Forbanu, Clăbucet, Muchea Lungă și Diham. În M. Postăvaru apar ca areale de fragmentare redusă o serie de martori și platouri calcaroase- Muchia Cheii- cu aspect de creastă și succesiune de martori calcaroși. Raportată la vetre de așezări fragmentarea redusă apare doar izolat, la limita de nord-vest a Predealului unde au fost construite hoteluri mari (Orizont, Rozmarin, Cirus și vile) iar drenajul este bun, pe traseul șoselei spre cabana Trei Brazi. La Brașov conurile aluviale ce compun piemonturi se înscriu de asemenea în această categorie. Situații favora-

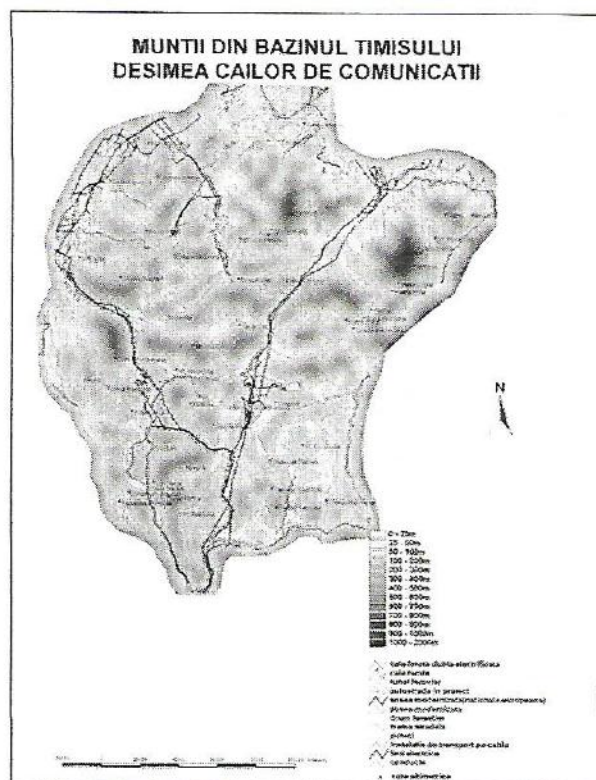


Fig. 3. Munții Timișului. Harta desimii căilor de comunicații.

bile construcțiilor fără drenaje există și la Sătulung-Săcele, Bușteni pe terasa Prahovei, la Râșnov, în zona centrală și limitat la Pârâul Rece.

Desimea căilor de comunicații exprimă similar desimii rețelei de drenaj structurarea spațiului montan însă, de această dată, de origine antropică. Interpretată corelativ cu harta accesibilității reliefului, pot fi observate cele mai izolate arii montane, respectiv cele mai accesibile (fig. 3). În plus tipologia rețelilor arată caracterul deficitar/excedentar al infrastructurii, în raport cu specificul zonei și necesitățile actuale și de perspectivă.

Axa Prahova-Timiș între Bușteni-nord și Dârste apare ca o arie de polarizare de prim ordin, la care se racordează o mare parte din rețelele de comunicații ale M. Timișului, de la căi ferate și drumuri, la poteci și conducte.

Pe axa Prahova-Timiș desimea atinge valori de ordinul metrilor la îngustările de vale, ca de pildă între gările Timișu de Sus și Timișu de Jos sau între Azuga și Bușteni. La aceste sectoare se adaugă bazinetele cu așezări de la Azuga, Timișu de Sus și culoarul de la izvoa-

rele Prahovei, unde desimea crește la poalele Fetifoilului și scade în direcția M. Cioplea.

Cele mai mari desimi de căi de comunicații sunt specifice intravilanelor, unde valorile scad chiar la sub 15 m. Este cazul așezărilor concentrate, compacte, adunate-aglomerate, ca Brașovul (Schei și Cetate, Săcele). Situl cu suprafețe limitate duce la creșterea desimii tramelor stradale (Azuga, sudul Predealului, Timișu de Jos, parțial Scheii Brașovului).

O serie de axe de penetrare în masa montană, interconectate prin poteci, au mărit accesibilitatea efectivă a zonei; dintre acestea sunt remarcabile: axa Râșnoavelor cu desime variabilă, în medie 50–100 m; axa Valea Cerbului-Pichetel Roșu-Glăjeria cu desimi de 50–100 m; axa Azuga-Gârcin cu desimi sub 100 m, secționată pe cumpăna apelor, la desimi de 600–700 m. Rețeaua de poteci arată culoare de traversare a muntelui între Baciș-Săcele și Valea Gârcinului, Predeal-Valea Azuga, Timișu de Sus-Valea Cheii-Râșnov, Predeal-M. Diham etc. Localizarea pe hartă a acestora evidențiază că cea mai accesibilă treaptă montană aparține munților de tip "clăbucete"; de altfel în Clăbucetele Predealului desimea căilor de comunicații scade rareori sub 400–500 m, fapt ce implică și un impact antropic pe măsură prin păstorit, turism și circulație de tranzit.

Martorii de eroziune și mai ales cei suprapuși unor horsturi, sinclinale suspendate, hogback-uri, olistolite calcaroase, se imprimă în relief prin abrupturi și versanți de mare declivitate (20–45° chiar mai mult). Aceștia suntocoliți frecvent de căile de comunicație, de multe ori și de poteci, abordați cel mult de trasee turistice nemarcate și trasee de alpinism. Aici desimea rețelei scade brusc la sub 500–700 m și poate fi chiar de peste 1 000 m. Cele mai izolate areale montane sunt Bechia, Crucurul Mic, Varna Mică, Colții Ghimbavului, Dealul Pleșei, la sud de Râșnov, Highiș, abruptul sudic al Postăvarului, culmile Carierei și Gâlbeaza din Piatra Mare, Muchia Oii-Cărbunarea, Muchea Brădetului ș.a. Tere-nurile din acest spațiu sunt abrupturi sau versanți declivi cu o împădurire consistentă.

Cele mai mici desimi ale rețelei de comunicații le arată terenurile calcaroase și conglo-

meratice, realitate legată de Piatra Mare și Postăvaru. În ultimul caz o serie de culmi cu declivități mici, sub 10° sunt ocolite de drumuri, chiar dacă se integrează în M. Poienii Brașovului, ușor accesibili. Harta arată evidența martorilor calcaroși dintre văile Râșnoava și Scheilor (În Piatră, Dealul Cetății, Dealul Doroba, Vf. Ascuțit) cu o desime ce scade la cel mult 300–400 m.

4. Concluzii. Corelații

Prin compararea celor două hărți digitale pot fi reținute o serie de aspecte. Acestea sunt în parte elemente calitative, în parte cantitative.

Cele mai fragmentate terenuri, cu peste 30 m desime se suprapun parțial ariilor cu desime mică a rețelelor de comunicații; este cazul Culmii Varna-Crucur, Dealului Pleșei și M. Colții Ghimbavului.

Clăbucetele Predealului, unde desimea rețelei de drenaj scade la 50–100 m prezintă în ansamblu valori ale desimii rețelei de căi de comunicații ce ating peste 300 m.

Calcarele și conglomeratele au imprimat fragmentării desimi mari pe fondul diaclazărilor și falierilor. Abrupturile au desimi ce ating chiar 5–10 m (Muchia Cheii, estul Pietrei Mari, bazinul Șipoaie) și un potențial morfodinamic ce au dictat drumurilor și potecilor adaptarea la relief. Au fost preferate șeile, curmăturile, dintre martorii de eroziune. De aceea, culmile înalte ale Postăvarului și Pietrei Mari apar divizate ca desime a potecilor și drumurilor sub forma ariilor cu grade de „izolare” diferite.

Martorii proeminenți, cu o desime a fragmentării de 100–300 m pot fi puncte de sprijin importante în amenajare. Ocurența acestora este limitată iar utilizarea lor este slabă. Direcționarea pe văi a drumurilor limitează gradul de folosire a acestor terenuri cu un potențial favorabil diferitelor construcții-cabane, relee de comunicații, drumuri ș.a. În zone calcaroase de platouri apare și problema lipsei apei, situație tipică în aria M. Poienii Brașovului, unde platouri vaste sunt acoperite cel mult de pășuni (Poiana Cristianului).

Drumurile forestiere amenajate în aria de desime mare a fragmentării (0–30 m) sunt re-

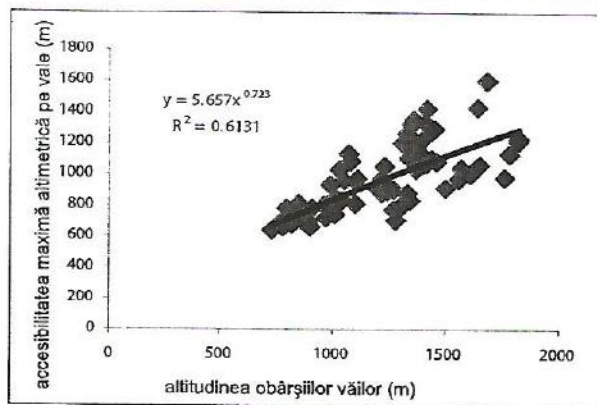


Fig. 4. Graficul de corelație dintre altitudinea obârșii-lor văilor și accesibilitatea altimetrică maximă pe văi

lativ numeroase. Exemple importante sunt cele de pe afluenții Timișului din bazinele Lamba Mare, Varna Mare, Varna Mică, Valea Calului, Valea Horvatca, Valea Șipoaie, Valea Piatra Mare etc. Aici desimea drumurilor scade considerabil pe versanții limitrofi ca efect al energiei mari de relief (peste 300–400 m).

Graficul de regresie (fig. 4) exprimă o relație relativ neconcludentă între văi și rețeaua de drumuri/poteci, ca efect al adâncirii considerabile a torenților și al tinereții multora din afluenții Timișului, Râșnoavei, Prahovei, Gârcinului etc.

Regresia geostatistică efectuată prin modulul de analiză spațială IDRISI, între valorile pixelilor de pe cele două hărți prezentate arată un coeficient de 0,49. Aceasta exprimă o corelare mai puțin reprezentativă a desimii fragmentării reliefului cu desimea rețelei căilor de comunicații. Fragmentarea mare respinge potecile și drumurile montane, fiind generată mai ales de ravene și ogașe, de talveguri dese și înguste, cu pante mari, de peste $25\text{--}35^\circ$.

Prin suprapunerea stratelor de hartă analizate se pot vizualiza areale de egală desime a talvegurilor și a căilor de comunicații (fig. 5). Ele sunt legate aproape în totalitate de valori medii (25–50, 50–100m) și sunt localizate la confluențele din lungul Prahovei și Timișului, Râșnoavelor, Azugăi etc. și în aria platformelor de eroziune (Poiana Brașov, Predeal).

Întreținerea acestei rețele este dificilă, datorită aportului lateral al afluenților, ce generează aluviuni grosiere. Adâncirea talvegurilor torențiale este o caracteristică a multor artere

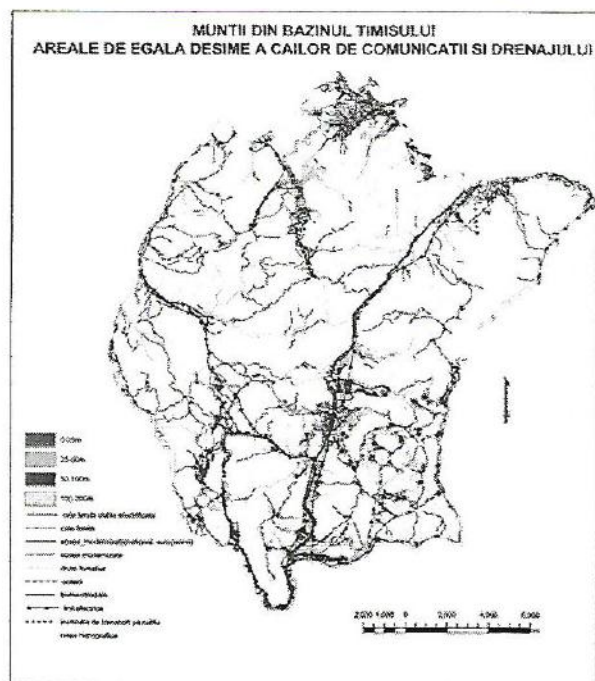


Fig. 5. Munții Timișului. Harta arealelor de egală densitate a fragmentării și căilor de comunicații

cu grade avansate de degradare. Accesul cu vehicule grele după ploile torențiale de vară duce la ajustări ale profilelor căii de rulare și intensificarea torențialității. Multe drumuri au devenit în acest context aproape impracticabile (Valea Poienii).

Desimea cea mai mare a drumurilor și căilor de comunicații este neîndoiește legată de convergențele hidrografice mari, de bazine unde au apărut orașe. Aici se suprapun linii de transport magistrale cu trame stradale și rețele de drenaj complexe. Aici apar în fapt și cele mai complexe probleme de urbanism, la interfața hidrografie-fragmentare-amenajare.

Pe axa Prahova-Timiș apar situații variate cu puține puncte comune ce necesită analize de caz. Adaptarea amenajărilor la fragmentarea terenului este poate cea mai importantă

problemă comună și la Predeal și la Azuga sau Timișu de Sus. Potențialul de amenajare analizat anterior impune abordări mult mai nuanțate.

Aspectele practice ale analizei relației fragmentare-accesibilitate-amenajare nu se opresc aici. Suprapunerea celor mai izolate areale peste terenuri împădurite și dens fragmentate, crează probleme mari amenajării pădurilor. Frecvența doborâturilor de vânt și zăpadă pe versanți necesită acțiuni imediate de degajare a copacilor căzuți. Funicularele au rămas la distanțe mari de drumuri singurele căi viabile (Piatra Mare, Postăvaru, pe V. Timișului). Acestea au creat la rândul lor condiții bune pentru perpetuarea doborâturilor, mai ales pe culmi înguste, expuse vântului din nord și nord-vest.

O altă situație, frecventă mai mult în munții mediteraneeni este cea a incendiilor din pădurile montane. În M. Timișului, acestea se pot produce rareori în perioadele uscate din lunile august-septembrie, pe substratele calcaroase și conglomeratic-grezoase. Astfel de condiții au existat în vara lui 2003, când incendiile s-au declanșat în nordul M. Piatra Craiului. În acest caz accesul pompierilor specializați devine pe alocuri extrem de dificil, chiar imposibil. Pe terenuri abrupte, cu peste 25–30° pantă și desimea talvegurilor sub 20–25m, mijloacele terestre nu mai pot pătrunde, iar propagarea focului este rapidă, ca efect al vântului. Devin necesare astfel elicopterele și avioanele, iar traficul turistic trebuie monitorizat eficient (Piatra Mare-Postăvarul, în bazinul Timișului, M. Runcu, afluenții Văii Poienii). Întreținerea și protecția pădurii sunt esențiale influențate de rețeaua drumurilor forestiere.

BIBLIOGRAFIE

- CIANGĂ, N. (1997), *Turismul în Carpații Orientali. Studiu de geografie umană*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 283 p.
- GRIGORE, M. (1979), *Reprezentarea grafică și cartografică a formelor de relief*, Editura Academiei, București, 247 p.
- IANOȘ, I. (2000), *Sisteme teritoriale. O abordare geografică*, Editura Tehnică, București, 197 p.
- IELENICZ, M. (2000), *Relieful Munților Buzău, factor de intercondiționare în dezvoltarea durabilă*, Revista de Geomorfologie, 2, București, p. 137-140.
- IVES, J.D. (1997), *Mountains under pressure. Applied Physical geography*, Mountains of the World- A Global priority, Parthenon, p. 226-265.
- JODHA, N.S., (1999), *L'agriculture de montagne, Les montagnes dans le monde. Une priorité pour un développement durable*, Glénat, Grenoble, p. 279-300.
- MIHAI, B. (2000), *Problemele organizării spațiului montan, cu privire specială asupra Carpaților Curburii*, Comunicări de Geografie, 4, Editura Univ. București, p. 303-312..
- MIHĂILESCU, V. (1963), *Carpații Sud-estici*, Editura Științifică, București, 373 p. 4 pl.h.
- PRICE, M.F., MOSS, L.A.G., WILLIAMS, P.W., și colab. (1999), *Tourisme et migrations de loisir, Les montagnes dans le monde. Une priorité pour un développement durable*, Glénat, Grenoble, p. 227-247.
- TUCKER, G. și colab. (2001), *Statistical analysis of drainage density from digital terrain data*, Geomorphology, 36, p. 187-202.

Universitatea din București,
Facultatea de Geografie
Catedra de Geomorfologie-Pedologie

Relieful structural în sectorul montan și subcarpatic al bazinului Râmnicu Sărat

Marian ENE

Cuvinte-cheie: *relief structural, morfostructură, structură cutată, structură monoclinală, strate, anticlinale, sinclinale, cueste, hoghback, abrupt tectonic.*

Le relief structurel dans le secteur montan et subkarpatique du bassin Râmnicu Sărat. Le relief structurel du secteur montagneux et sous-carpatique du bassin Râmnicu Sărat présente une série de différences territoriales grâce à l'existence de deux zones en particulier – plissées (flysch et la molasse inférieure) et monoclinales (molasse supérieure et les dépôts quaternaires) – mais aussi aux faciès lithographiques très variés qui portent une influence directe sur la fréquence et l'intensité des processus géomorphologiques actuels. On remarque: la zone plissée du flysch extérieure et de la molasse supérieure superposée sur l'aire montagneuse et sous-carpatique intérieure, caractérisée par un relief structurel divers (cimes et vallées de synclinal, cimes et vallées d'anticlinal, abrupts tectoniques, abrupts de cuesta sur le flanc de synclinal); la zone monoclinale de la molasse supérieure et des dépôts quaternaires de la zone sous-carpatique extérieure, caractérisée par un relief où les cuestas et les vallées conséquentes, suséquentes et obséquentes s'imposent dans le paysage géomorphologique.

Ansamblul geomorfologic al Subcarpaților Curburii este în mare parte impus de relieful structural. În bazinul Râmnicu Sărat, în sectorul montan și subcarpatic, relieful structural îmbracă forme complexe diferențiate regional, ca o consecință a interacțiunii dintre elementele structurale și cele litologice. Modul de dispunere a stratelor, precum și duritatea, grosimea și permeabilitatea lor diferită impun decuparea unor forme de relief specifice, de natură structurală. Eroziunea diferențială este mecanismul ce impune sculptarea formelor de relief structural. De asemenea, formele de relief specifice structurilor simple se întâlnesc și în structurile complexe ca forme derivate (Posea et al., 1976). Determinările tectono-structurale sunt cele care au direcționat spațial și în timp marile ansambluri morfostructurale și relieful major ce intră în componența bazinului Râmnicu Sărat.

• Unitatea morfostructurală montană se suprapune în totalitate flișului cretacic-paleogen, cutat, faliat și șariat, cu culmi de anticlinal și sinclinal, văi structurale și abrupturi tectonice, cel mai important fiind abruptul tectonic pericarpatic ce corespunde, în jumătatea nordică faliei marginale a flișului, în sud

fiind determinat de o falie tectonică profundă. Abruptul nordic, cu caracter de cuestă pe flanc de sinclinal, urmează aproape în totalitate contactul muntelui cu Subcarpații, dând în relief acea denivelare puternică de peste 300 m cu desfășurare nord-nord-est – sud-sud-vest. Se dezvoltă pe flancul sinclinalului Dealul cu Cătina – Coama Purcelu – Fața Lungă – Dosul Rău și domină înspre est Depresiunea subcarpatică „Între Râmnic” în dreptul compartimentului Bahnele – Neculele – Vintileasca. Principalele înălțimi de pe această culme cuestică cu aspect de hoghback (înclinarea stratelor depășește chiar 600) sunt Stejicul Mare (1 225 m), vârful Pietrii (1 300 m), vârful Purcelu (1 111 m) și Carâmbul (1 200 m). La baza acestui abrupt cuestic s-a acumulat un extins glacis coluvial în parte stabilizat ce face racordul cu podul depresionar. Abruptul tectonic din partea sudică a arealului montan, între valea Râmnicu Sărat și Culmea Curcubelu, are aspectul unei puternice denivelări, de aproximativ 300–400 m, cu o pantă ce frecvent depășește 45° înclinare.

• Unitatea morfostructurală a Subcarpaților interni, suprapusă molasei miocene (inferioare) cutate, în care se înscrie Depresiunea subcar-

patică „Între Râmnic” și Dealurile subcarpatice interne, caracteristic fiind relieful pe structură cutată (culmi și văi de anticlinal și sinclinal, suprafețe erozivo-structurale ș.a.) și, subordonat acestuia, un relief caracteristic structurilor monoclinale.

- Unitatea morfostructurală a Subcarpaților externi, ce corespunde zonei molasei superioare monoclinale. Subunitățile subordonate sunt Depresiunea intracolinară Dumitrești, Dealurile subcarpatice externe și Glacisul piemontan subcarpat, caracterizate de un relief pe structură monoclinală, cusele și văile structurale având frecvența cea mai mare.

Dispunerea monoclinală a depozitelor mio-pliocene la est de falia Cașin-Bisoca, precum și existența structurii cutate ce afectează flișul extern și molasa internă, combinate cu faciesurile diferite ale acestor depozite, au direcționat procesele morfodinamice impunând în cadrul bazinului Râmnicu Sărat (sectorul montan și subcarpat) apariția unor detalii de natură morfostructurală.

Eroziunea diferențială cea mai activă este exercitată de rețeaua de ape ce fragmentează bazinul Râmnicu Sărat, și care creează principalele forme de relief – văile și interfluviile – modelate în substratul litologic foarte variat. Ca rang inferior, în lungul acestor văi, pot să apară forme de relief structural dintre cele mai variate specifice atât structurilor cutate și faliat (unitatea montană și unitatea subcarpată internă), cât și celor monoclinale, acestea din urmă având o largă răspândire în unitatea subcarpată externă, determinate de unitățile structurale și faciesurile litologice străbătute.

Așadar, formele de relief structurale au fost puse în evidență de acțiunea apelor curgătoare, dar și de acțiunea proceselor geomorfologice de versant.

Relieful structurilor cutate caracterizează sectorul montan al bazinului Râmnicu Sărat, dar și depresiunea subcarpată „Între Râmnic” și dealurile subcarpatice interne.

Culmile și vârfurile de anticlinal se găsesc în sectorul montan, depresiunea subcarpată „Între Râmnic” și în sud-vestul dealurilor subcarpatice interne. În sectorul montan, chiar pe cumpăna de ape, în extremitatea ves-

tică a bazinului Râmnicu Sărat se impun două culmi anticlinale – Capul Urzicăriei și Muntele Mălușel, alcătuite din depozite aparținând senonianului (fliș șistos-grezos cu intercalații calcaroase, marno-calcare, gresii ș.a). Sunt culmi relativ înalte (1 263 m în M. Mălușel și 1 310 m în Capul Urzicăriei) și asimetrice, cu pantă accentuată spre sud-est, ce demonstrează aspectul de cute deversate spre est și sud-est. Pe flancul estic al acestor două culmi sinclinale apar câteva abrupturi petrografice (gresii în alternanță cu marno-calcare) din care se desprind fragmente de rocă ce se rostogolesc la bază, unde formează glacisuri coluviale (Piatra Belciu). Pe culmea de anticlinal Capul Urzicăriei se detașează un martor de eroziune (1 310 m) ce se ridică cu circa 40 m deasupra suprafeței de eroziune, ușor înclinată, ce-l înconjoară. El corespunde unui orizont de conglomerate ridicat aproape la verticală, inclus între strate mai moi de marne și șisturi argiloase.

Un al doilea aliniament de culmi anticlinale este Puntea Martinului – Dealul Poienii și Monteoru (fig. 1). Ca și primele, prezintă versantul estic mult înclinat, cu sectoare de versant abrupte, cu înclinări de peste 45°. Abruptul dinspre valea Râmnicului prezintă câteva aliniamente de instabilitate, date de rocile de vârstă oligocenă (gresii cu conglomerate și șisturi menilitice), ca urmare a alternanței acestora, generând în urma prăbușirilor o vastă trenă de grohotiș stabilizată în cea mai mare parte. Culmea Monteoru, care are aspectul unui martor de eroziune impus de gresia de Kliwa, are altitudinea maximă de 1 330 m în vârful omonim. Culmea anticlinală Puntea Martinului – Dealul Poienii are o lungime de circa 2 km, fiind dominată de trei martori de eroziune (1 226 m, 1 208 m și 1 201 m), separați de înșeuări la circa 1 150 m.

Al treilea aliniament de culmi anticlinale în spațiul montan, chiar la contact cu aria subcarpată, este dat de culmile Fața cu Vârstel și Masa lui Bucur, dezvoltate pe roci eocene (Fața cu Vârstel) și oligocene (Masa lui Bucur) (foto 1).

Sunt culmi alungite, de circa 3 km fiecare, separate de o largă înșeuare la circa 1 000 m,

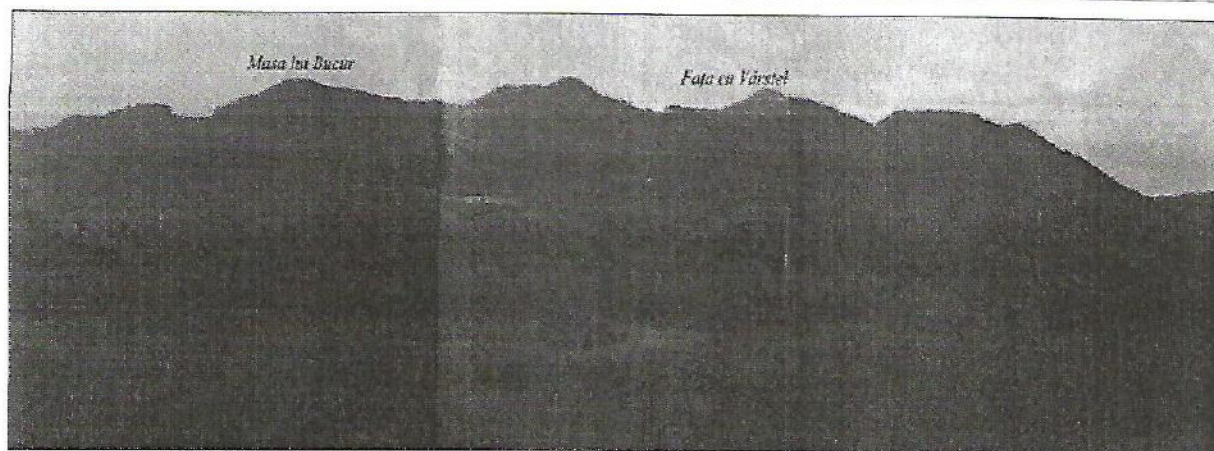


Foto 1. Culmea anticlinală Fața cu Vârstel - Masa lui Bucur

ce corespunde unui aliniament de evoluție regresivă a bazinelor de recepție ce aparțin unor afluenți torențiali ai Râmnicului Sărat (Cremenea și Pleși) (Ene, 2002). Cele mai mari înălțimi sunt date de câțiva martori de eroziune (1 140 m în Fața cu Vârstel, 1 145 m în Masa lui Bucur). Acest al treilea aliniament de culmi anticlinale este alcătuit din faciesuri petrografice variate (marne cenușii, gresii, conglomerate mărunte așezate aproape la verticală), de vârstă eocenă și oligocenă, fapt reflectat în aspectul lor, ușor asimetric, cu înclinare mai mare spre sud-est.

În sectorul Depresiunii subcarpatice „Între Râmnic” se remarcă culmea anticlinală cu direcția nord-nord-est – sud-sud-vest, Măgura cu Tisele – Vârful Măgura – Dealul Toporașul – Dealul Șindrila, o culme de circa 8 km lungime dezvoltată pe roci de vârstă badeniană (gresii, tufuri dacitice, marne și șisturi argiloase). Toate aceste roci, dispuse în cele mai multe cazuri alternant, chiar pe axul anticlinalului, prezentând înclinări de până la 75–80°. Pe flancuri apar roci de vârstă elvețiană (gresii, șisturi menilitice și gipsuri). În care au fost sculptate înălțimi cu caracter de martori de eroziune, cum sunt Măgura cu Tisele (826 m) și Dealul Șindrila (900 m).

În Dealurile subcarpatice interne, la sud de valea Râmnicu Sărat, culmile anticlinale au dezvoltare mai redusă (1,5–3 km). Ele sunt dezvoltate pe roci de vârstă sarmatiană (Muntele Ulmușoru, Piatra Șoimului și Dealul Secăturii), cea mai înaltă dintre ele, modelată pe gresii și marne, fiind Muntele Ulmușoru (943 m).

Culmile și vârfurile de sinclinal sunt dispuse alternant cu cele dezvoltate pe anticlinal, pe direcție nord-nord-est – sud-sud-vest sau nord-est – sud-vest. Apar ca niște inversiuni de relief bine puse în evidență, cu înălțimi ce reprezintă martori de eroziune menținuți pe roci dure (gresii, conglomerate, marno-calcare, fliș grezos-calcaros ș.a.). În spațiul montan putem delimita două alinamente de culmi sinclinale.

Aliniamentul cel mai vestic este dat de culmile Coama Scăldătoarei, Dealul Martinului și Poiana Muntelui. Sunt culmi formate pe roci preponderent de vârstă eocenă aparținând flișului extern (fliș șistos grezos-calcaros, fliș grezos-calcaros, marne, gresii, marno-calcare ș.a.). Sunt culmi rotunjite, alungite (2–4 km), cu puțini martori de eroziune (Dl. Martinului – 1 203 m).

Cel de-al doilea aliniament de culmi dezvoltate pe sinclinal din spațiul montan este Dealul cu Cătina, Coama Purcelu, Fața Lungă și Dosul Rău. Rocile sunt de vârstă eocenă și oligocenă ce dau faciesuri variate (Mateescu, 1927). Culmile sunt domoale și alungite pe direcția nord-nord-est – sud-sud-vest, având lungimi de până la 3–4 km.

În Depresiunea subcarpatică „Între Râmnic” se remarcă câteva culmi pe sinclinal la sud de valea Râmnicului Sărat, cum ar fi culmile Recea și Bisoca, aceasta din urmă dominată de un martor de eroziune cu altitudinea de 970 m impus de orizonturile de gresii și conglomerate burdigaliene. Aceste două culmi sunt modelate pe roci miocene (helve-

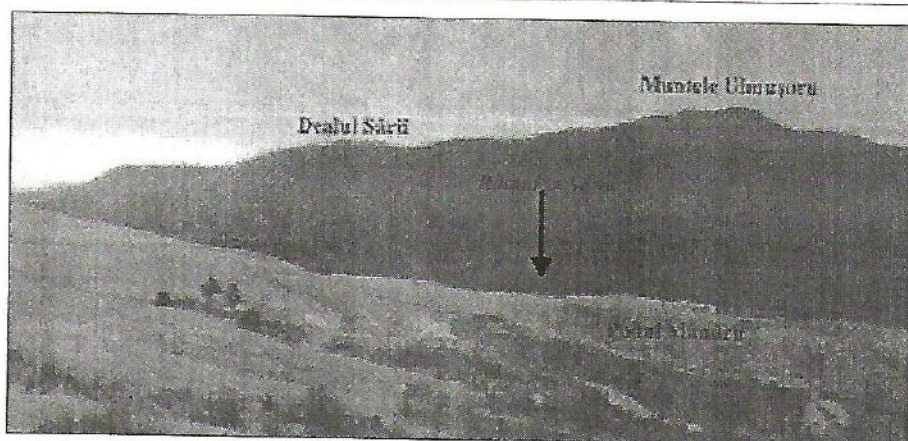


Foto 2. Dealul Sării - culme de sinclinal în Dealurile subcarpatice interne

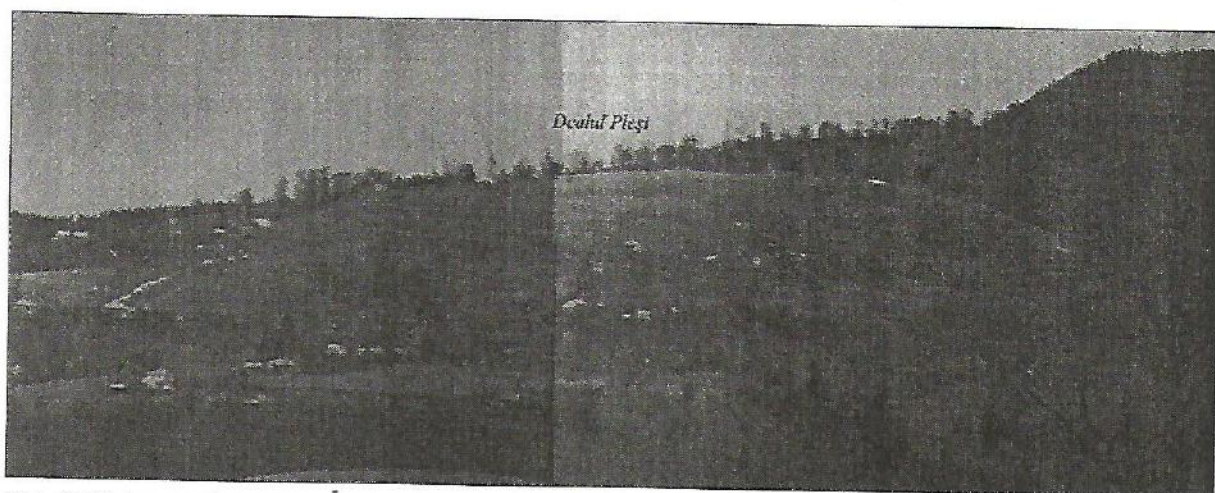


Foto 3. Platou erozivo-structural în Dealul Pleși (Depresiunea subcarpatică „Între Râmnic”)

țian) aparținând molasei inferioare, prinse în cute ce înclină spre sud-est și est, adică spre direcția de deversare a acestora sub impactul șariajului ce a dus la încălecare de către flișul extern a depozitelor miocene inferioare.

În Dealurile subcarpatice interne se remarcă mai multe culmi dezvoltate pe sinclinal – Dealul Gurbănesii, Dealul Sării și Dealul Vacii Rele, pe roci de vârstă sarmațiană (gresii, marne, șisturi argiloase și chiar cinerite) (foto 2).

În anticlinalul Dealul Sării apar sâmburi de sare badenieni, cu implicații minore însă în relieful de ansamblu. Dintre martorii de eroziune, determinați de rocile dure intersectate în axul sinclinalelor, se remarcă vârful Vacii Rele (792 m), ce se ridică cu aproximativ 20 m deasupra culmii.

Platurile erozivo-structurale formate pe placa eocenă se regăsesc în Depresiunea subcarpatică „Între Râmnic”, în Dealul Pleși, pe

dreapta Sărățelului, în apropiere de confluența cu Râmnicu Sărat, în Plaiul lui Cojan – Podul Mândru, Vintileasca și Neculele (foto 3). Sunt suprafețe cvasiorizontale sau ușor înclinate, dezvoltate pe placa eocenă ce acoperă depozitele miocene, având aspectul unor suprafețe de eroziune. Mateescu (1927) consideră că placa eocenă de la Vintileasca încăleacă peste depozitele molasei inferioare de vârstă badeniană, ceea ce demonstrează existența unei pânze de șariaj a zonei marginale (flișul extern) peste autohtonul miocen al depresiunii „Între Râmnic” (Jitia). Placa eocenă este alcătuită din calcare marnoase și gresii calcaroase, ea fiind străpunsă în lungul pâraului Sărățelu și pâraului Sulerița de lame de sare. Acestea sunt înconjurată de marne cu gipsuri și tuf dacitic. La Vintileasca mai apar două lame de sare înconjurată de brece cu marne și gresii strivite, impunând mici accidente în suprafețele structurale în care se dezvoltă.

Văile de sinclinal sunt frecvente în tot arealul cutat al bazinului Râmnicu Sărat, întâlnindu-se cu o frecvență mai mare în Depresiunea subcarpatică „Între Râmnice“.

În sectorul montan al bazinului, Valea Râmnicului Sărat, amonte de confluența cu pârâul Martinul, pe o lungime de circa 2 km, urmărește axul unui sinclinal dezvoltat în depozite eocene, pe direcția nord-nord-est – sud-sud-vest. Este o vale asimetrică, cu versantul drept mai scurt, puternic înclinat, cu o energie de relief de circa 450 m, iar versantul stâng mai lung, mai puțin înclinat și o energie de relief mai redusă, de aproape 400 m, aspect impus de caracterul deversat spre est și sud-est al cutelor flișului paleogen.

În depresiunea „Între Râmnice“ se întâlnesc câteva sectoare de văi dezvoltate pe sinclinal, cel mai lung fiind cel al Râmnicelului, cu o lungime de peste 4 km, între confluența cu pârâul Gurbăneșii și până sub Poiana Budău, la confluența cu pârâul Budău. Este puternic asimetric, versantul drept fiind foarte lung, puțin înclinat, corespunzând cu sectorul estic al depresiunii (roci mai moi ale molasei inferioare – marne, argile, argile nisipoase, șisturi argiloase ș.a.), pe când cel vestic, cu o lungime mai mică și pantă accentuată, corespunde flancului vestic al dealurilor subcarpatice interne, dezvoltat pe strate puternic înclinate ($72-87^\circ$) și mai rezistente la eroziune (gresii, marno-calcare, conglomerate, gipsuri ș.a.). Are o energie de relief de aproape 500 m, în raport cu cel drept, vestic, unde energia de relief depășește ușor 350 m. Tot acest sector de vale pe sinclinal se dezvoltă în depozite badeniene pe flancuri și burdigaliene în axul cutei.

Un alt sector de vale pe sinclinal este cel al văii Râmnicu Sărat între confluența cu pârâul Moldoveanu în amonte și cu pârâul Sărățelu în aval, dezvoltat în depozitele molasei inferioare (badeniene). Este un sector larg, simetric, ai cărui versanți dezvoltați în marne, gresii și șisturi argiloase sunt puternic modelați de procese geomorfologice actuale.

Pe dreapta văii Râmnicu Sărat, în apropiere de ieșirea râului din Depresiunea subcarpatică „Între Râmnice“, se dezvoltă o vale în întregime pe sinclinal, Pârâul Sărat, cu o lungime de

circa 3,5 km. Este o vale simetrică, dezvoltată pe depozite badeniene și sarmațiene caracterizate de faciesuri petrografice variate (gresii, tufuri dacitice, marne, șisturi argiloase).

Văile de anticlinal sunt inversiuni de relief ce apar frecvent în zonele cutate, unde evoluția în timp a permis o puternică adâncire a văilor și o rapidă evoluție a versanților.

Astfel de văi sunt puține și se găsesc doar în sud-vestul Dealurilor subcarpatice interne și au lungimi reduse. Un asemenea segment de vale pe anticlinal prezintă valea Râmnicu Sărat după ieșirea din Depresiunea subcarpatică „Între Râmnice“, de la confluența cu Râmnicelul, până în dreptul localității Jitia de Jos. Este un sector de vale îngust ca urmare a străpungerii longitudinale a axului anticlinalului, în strate de roci dure în bază (gresii) ce alternează cu roci mai moi (marne, șisturi argiloase, nisipuri) la partea superioară și care sunt ridicate aproape la verticală.

Văile transversale au o largă răspândire în zona cutată a bazinului Râmnicu Sărat. Toate aceste văi, începând cu Râmnicu Sărat, se dezvoltă perpendicular pe axele cutelor, indiferent că sunt anticlinale sau sinclinale. Cele mai multe segmente de vale transversale aparțin Râmnicului Sărat până la ieșirea din Depresiunea subcarpatică „Între Râmnice“. Alte sectoare transversale prezintă și unii din afluenții principali, cum ar fi Martinul, Furul, Monteoru, Sărățelu, Palanca, Pârâul Bisericii, Cerbu ș.a. În anumite sectoare de traversare a cutelor, văile se îngustează puternic, așa cum se întâmplă cu Râmnicu Sărat la străpungerea culmii anticlinale Puntea Martinului sau Masa lui Bucur, sau cu Sărățelu la străpungerea culmii anticlinale Fața cu Vârstel, ca urmare a prezenței rocilor dure (conglomerate, gresii, marno-calcare, tufuri ș.a.).

Văile de flanc se dezvoltă pe flancurile sinclinalelor și anticlinalelor și au caracteristici impuse de direcția de cădere a stratelor. În toată această zonă cutată a bazinului Râmnicu Sărat se găsesc sectoare de albie consecvente, obsecvente și subsecvente (fig. 1). Ca văi consecvente pe flanc de anticlinal, pot fi amintite văile Malcavăț și Argintari (afluențe ale Sărățelului), iar ca văi obsecvente se re-

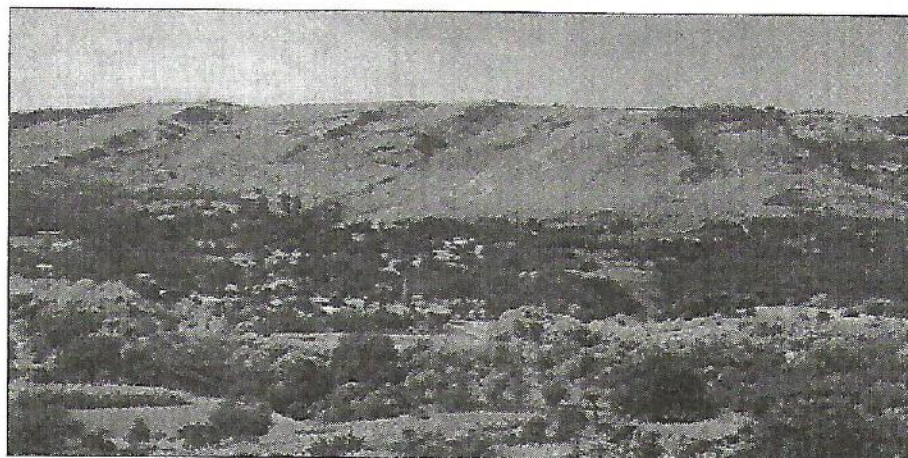


Foto 4: Succesiune de cueste în depresiunea intracolinară Dumitrești, pe dreapta Râmnicului Sărat

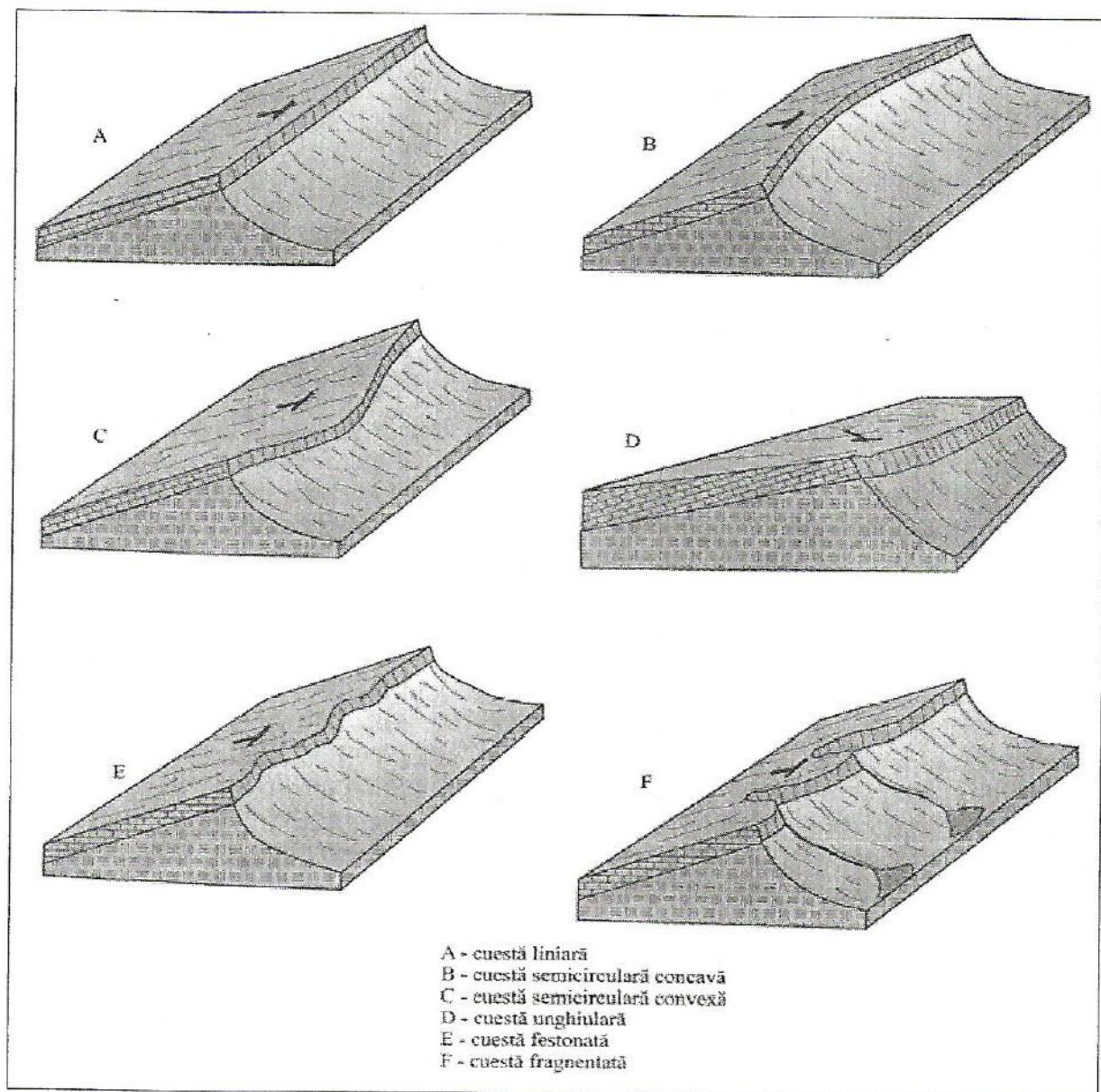


Fig. 2. Tipuri de cueste caracteristice zonei monoclinale a bazinului Râmnicu Sărat — imagine tridimensională



Foto 5. Frontul cuestei Blidari, puternic afectat de alunecări de teren și ravene

marcă Pârâul Șoimului și Pârâul Căinelui, ambele afluate râului Râmnicu Sărat

Relieful structurilor monoclinale este mult mai divers și bine pus în evidență, cu deosebire în zona molasei superioare, dar și în depozitele cuaternare de la exteriorul bazinului subcarpatic al Râmnicului Sărat.

O caracteristică a reliefului structural pe monoclin este aceea că se dezvoltă și în condițiile unei alternanțe de strate cu diferențieri reduse în ce privește rezistența la eroziune (gresii, marne, marne nisipoase, gresii mar-noase, nisipuri, argile, argile nisipoase, pietrișuri ș.a). În aceste condiții, relieful structural este caracterizat de asimetrie, cu versanți cu înclinare mare și medie ce corespund fronturilor cuestice sau cu înclinare mai redusă, mai lungi, ce corespund suprafețelor structurale tipice monoclinului. Formele structurale au fost puse în evidență, în primul rând, de apele curgătoare ce străbat această zonă monoclină a bazinului Râmnicu Sărat și, în al doilea rând de procesele geomorfologice actuale ce afectează versanții creați. Interfluviile acestei zone monoclinale au caracter de cueste în cea mai mare parte, iar văile îmbracă diferite forme în funcție de raportarea lor la direcția de cădere a stratelor (consecvente, subsecvente, obsecvente) (foto 4).

Cele mai caracteristice forme de relief structural din zona monoclină a bazinului Râmnicu Sărat, *cuestele*, prezintă la rândul

lor diferite forme, cum ar fi cuestele liniare, cuestele unghiulare, cuestele semicirculare, festonate sau fragmentate (fig. 2).

Cuestele liniare se regăsesc cel mai frecvent pe stânga Motnăului și pe dreapta Râmnicului Sărat, îndeosebi în monoclinul cuaternar. Au în general dimensiuni reduse, cu dezvoltare de până la 1 km, pe strate ce nu depășesc 300 înclinare. Reversul (spina) cuestelor sunt dezvoltată pe suprafețe de strat care, în cea mai mare parte, au aceeași direcție de înclinare cu a stratelor. Aceste strate sunt alcătuite dintr-o alternanță de argile, nisipuri și pietrișuri, peste care apar uneori depozite loessoide. Orizonturile de nisipuri și pietrișuri cimentate mențin frontul de cuestă. Dintre aceste cueste, cele mai reprezentative sunt:

- *Cuesta Blidari*, cu desfășurare de aproape 2 km, pe stânga pârâului omonim, este dezvoltată pe strate cu înclinare de aproximativ 30°, pe direcția vest-nord-vest – est-sud-est, alcătuite dintr-o succesiune de argile nisipoase, nisipuri și argile cu intercalații carbunoase. Frontul cuestic este foarte înclinat în partea superioară (50–70°), acolo unde sunt intersectate stratele de nisipuri cimentate dispuse peste argile și argile nisipoase, fiind puternic afectat de prăbușiri și șiroiri (foto 5).

- *Cuesta Gorâmului* aflată la sud de Culmea Lupoaia, perpendicular pe aceasta, are orientare vest-nord-vest – est-sud-est, conformă cu direcția de cădere a stratelor ce au înclinare de 30°. Are o desfășurare de circa 1,5 km. Fron-

tul acestei cueste prezintă înclinări până la 45° , fiind afectat de acțiunea torențială a unor văi obsecvente, dar care nu străpung frontul, și de alunecări de teren tot cu caracter obsecvent, alunecări profunde și semiprofunde, cu caracter rotațional. Spinarea cuestei, cu înclinare mai redusă decât a stratelor ($15-20^\circ$), este dezvoltată pe nisipuri sub care se găsește un substrat de argilă, este afectată în întregime de alunecări vechi consecvente, superficiale, în mare parte stabilizate de vegetația forestieră actuală. Ușoare reactivări se resimt chiar în partea superioară a spinării cuestei, sub o plantație de pomi fructiferi.

- *Cuesta Scorui* se află între văile Lupoia și Râmnicu Sărat, avale de Dumitrești, pe dreapta râului Râmnicu Sărat. Are lungimea de peste 1,5 km, iar stratele cu înclinare de peste 25° au orientarea generală vest-nord-vest – est-sud-est. Frontul cuestic este afectat de o serie de văi torențiale cu caracter obsecvent, bine dezvoltate, ce pe alocuri îl fragmentează. Aceste văi au fost afectate ulterior de alunecări de teren ce au dus la lărgirea lor. Înclinarea destul de accentuată pe unele sectoare ale talvegului, de peste 30° , asigură în continuare un potențial morfodinamic ridicat. Dinspre sud, acest front cuestic este fragmentat de o scurtă vale torențială cu caracter subsecvent, conducând la apariția unui aliniament de cueste dedublate. Spinarea cuestei ce cade spre valea Râmnicu Sărat este înclinată la circa $10-15^\circ$, fiind afectată de alunecări de teren, dar și de două văi torențiale mai bine dezvoltate, conforme cu direcția de cădere a stratelor.

- *Cuesta Grebănu* este cea mai alungită cuestă de acest tip, fiind situată pe stânga pârâului omonim, în zona glacisului piemontan subcarpatic. Are lungimea de peste 5 km și este dezvoltată pe alternanță de pietrișuri și nisipuri aparținând stratelor de Frătești peste care apare un strat de depozite loessoide, toate cu înclinare de $3-8^\circ$. În baza frontului cuestic apar și depozite aparținând stratelor de Pleșcoi și stratelor de Căndești (argile nisipoase, marne nisipoase, nisipuri ș.a.). Acest front de cuestă cu largă dezvoltare are înclinări variabile, între 15° și 30° , uneori chiar mai accentuate. Este puternic afectat de pro-

cese de ravenare și torențiale, toate aceste văi având caracter obsecvent, unele din ele reușind să spargă fruntea cuestei, franjurând-o (cuestă festonată). Pe anumite sectoare ale frontului cuestic, la nord de localitatea Homești și unde înclinarea este de circa $20-30^\circ$, apar și alunecări de teren obsecvente, semi-profunde și care alimentează permanent pârâul Grebănu cu aluviuni. Spinarea acestei cueste, ce cade spre est-sud-est, are o înclinare foarte redusă, de 5 până la 10° , doar pe alocuri prezentând valori mai mari, dar care nu depășesc 15° . Pe această suprafață structurală vag definită se dezvoltă câteva organisme torențiale alungite, consecvente, cum ar fi pârâul Bălțatu și valea Cacova.

Cuestele semicirculare au, poate, cea mai largă răspândire, ele regăsindu-se atât în sectorul Dealurilor subcarpatice interne, dar mai ales în Depresiunea intracolinară Dumitrești, Dealurile subcarpatice externe și glacisul piemontan subcarpatic. Sunt rezultatul unor bombări ușoare a stratelor dispuse monoclinale pe anumite sectoare sau sunt impuse de evoluția rețelei hidrografice. Uneori, frontul acestor cueste semicirculare este în profil longitudinal concav, alteori convex, în funcție de condițiile locale (dispunerea stratelor dure în raport cu cele moi (fig. 2). În rest, ele nu diferă prea mult de cele liniare, mai ales în ce privește morfodinamica frontului cuestic și a reversului cuestei. Pot fi menționate mai multe exemple de cueste de acest tip:

- *Cuesta Răchitașu – Dealul Roșu – Jariștea* este reprezentată de culmea principală a dealurilor subcarpatice interne, cu o lungime de aproape 5 km și cu înălțimi de până la 944 m (Dealul Roșu). Este o cuestă dezvoltată pe strate monoclinale cu înclinare de $50-60^\circ$ ce aparțin molasei superioare, alcătuite dintr-un facies petrografic variat (alternanță de gresii, tufuri, cinerite, șisturi argiloase, marne ș.a.) de vârstă sarmațian-badenian. Frontul acestei cueste, cu aspect convex în sectorul sudic, prezintă înclinări de până la 45° , frecvent $20-30^\circ$ și o energie a reliefului de aproape 300 m (foto 6). Este fragmentat de o serie de afluenți ai Râmniceului, cu caracter obsecvent și care reușește adeseori să stră-

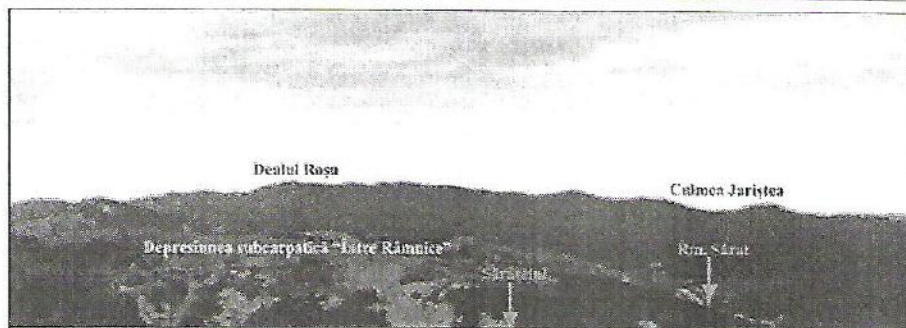


Foto 6: Frontul cuestei Răchitașu - Dealul Roșu - Jariștea (imagine din Dealul Pleși - depresiunea subcarpatică „Între Râmnic”)

pungă fruntea cuestei, dând naștere unor înșeuări. O contribuție importantă în evoluția regresivă a acestui front în trecut, au avut-o alunecările de teren, foarte active în pleistocen. Aspectul general este al unui front cuestasic festonat, dar care în momentul de față evoluează foarte puțin sub impactul proceselor geomorfologice actuale ca urmare a consistenței vegetației forestiere ce-l acoperă. Spinarea cuestei prezintă înclinări accentuate a stratelor. Pe ea se dezvoltă o serie de văi consecvente, afluențe ale pârâului Săritoarea, ce și-a dezvoltat o vale subsecventă în raport cu direcția de înclinare a stratelor. Este bine împădurită, astfel încât această spinare de cuestă prezintă o dinamică actuală foarte redusă, evoluția sa fiind mai mult legată de pleistocen și prima parte a holocenului.

- *Cuesta Fața Poieniței* este ușor semicirculară, concavă, orientată cu frontul cuestei spre vest, la baza acestuia curgând pârâul Poieniței, cu caracter subsecvent. Cuesta este dezvoltată pe strate monoclinale aparținând exclusiv pontianului, cu înclinare de 60–70° și alcătuite din alternanțe de marne, marne nisipoase și argile nisipoase cu nisipuri. Frontul cuestasic este atacat de o serie de organisme torrențiale scurte, cu caracter obsecvent, care prezintă în profil longitudinal numeroase praguri date de intersectarea stratelor mai dure (nisipuri cimentate). Alături de acestea, alunecările de teren acționează asupra frontului, ducând la retragerea continuă a acestuia. Procesul este accelerat și de eroziunea laterală exercitată la baza versantului de pârâul Poieniței, prin subsăparea acestuia. Reversul cuestei este destul de înclinat, depășind uneori 30° valoarea pantei, ceea ce se răsfrânge asupra

acțiunii proceselor geomorfologice actuale, evidențiindu-se două alunecări superficiale de mare amploare. Pe flancul sudic, perpendicular pe direcția de cădere a stratelor, dinspre Râmnicu Sărat acționează regresiv o vale de alunecare subsecventă cu lungimea de aproape 1 km, care a dus la dedublarea cuestei în acest sector.

- *Cuesta Mogoș* este mai complexă din punct de vedere al desfășurării, cu lungimea de peste 4 km, remarcându-se două sectoare laterale concave în plan și un sector central convex. Se dezvoltă exclusiv pe strate daciene alcătuite dintr-o succesiune de gresii marnoase, cu marne nisipoase și argile cărbunoase, ceea ce face ca suprafața structurală a cuestei să fie neuniformă în profil longitudinal ca urmare a dinamicii destul de active ce a afectat-o de-a lungul timpului. Frontul cuestei este bine pus în evidență ca urmare a eroziunii exercitate de către pârâul Tulbure și pârâul Viforâta, ambele cu caracter subsecvent, dar cu direcție de curgere opusă. Aceste două văi au subordonate văi obsecvente care atacă intens frontul cuestasic, festonându-l. Alunecările de teren au și ele o contribuție importantă la retragerea cuestei. Pe reversul cuestei, cu înclinare de 20–25°, se dezvoltă văi consecvente, mai importantă fiind Siminoc, cu lungime de aproape 1,5 km, în al cărui bazin de recepție se manifestă alunecări de teren cu caracter superficial.

- *Cuesta Țurcanului* este semicirculară, dezvoltată în depozite cuaternare aparținând stratelor de Pleșcoi, cu înclinare de 35–40° și alcătuite dintr-o succesiune de nisipuri fine, nisipuri argiloase, argile nisipoase și marne cenușii, în care apar intercalate strate subțiri

de nisipuri grosiere. Ca toate cuestele din această regiune, prezintă un front destul de bine dezvoltat, iar suprafețele structurale sunt puternic afectate de procese geomorfologice actuale. Lungimea cuestei este de circa 1,3 km, frontul fiind concav în profil longitudinal ca urmare a prezenței unor strate dure în partea superioară (pietrișuri) și în bază (nisipuri cimentate și strate subțiri de pietrișuri), între ele intercalându-se argile și argile nisipoase. Frontul cuestic, lipsit în cea mai mare parte de vegetație, este afectat de alunecări de teren semiprofunde și de o pluviudenudare și eroziune în suprafață puternică. Aceleași procese apar și pe reversul cuestei, cu mențiunea că alunecările de teren ocupă suprafețe mai mari, îmbrăcând diferite forme (alunecări în brazde, vâluriri, chiar curgeri noroioase).

- *Cuesta Mocanca* este semicirculară, cu profil convex ca urmare a intercalării unor orizonturi de nisipuri cimentate și pietrișuri între argilele din bază (ambele aparținând stratelor de Căndești) și depozitele loessoide de la suprafață, cu înclinare de 15–20°. Se găsește pe stânga Râmnului Sărat, în aval de localitatea Gura Făgetului. Evoluția actuală a frontului cuestic este controlată de pârâul Bădila, vale cu caracter subsecvent și torențial în același timp. O serie de ravene afectează acest front cuestic cu lungime de aproape 2,5 km, acționând regresiv asupra frunții, festonând-o.

Cuestele unghiulare sunt destul de frecvente, întâlnindu-se îndeosebi în zonele de confluență ale unor pâraie. Sunt mici însă ca desfășurare. Au în general aceeași dinamică ca celelalte tipuri anterioare. Un exemplu de asemenea cuestă ar fi cea de la confluența văii Găloiești cu Râmnul Sărat, amonte de localitatea Mucești-Dănulești. Frontul de cuestă, cu lungimea de circa 1,5 km și energie de relief de circa 45 m, este puternic afectat de procese torențiale foarte active care au permis festonarea sa și sunt o consecință și a substratului pe care s-a format (strate de Căndești) (Ene, 2002). Reversul cuestei este ușor înclinat și foarte lung.

- *Cuesta Duiu* se găsește pe dreapta râului Râmnul Sărat, aval de localitatea Jitia de

Jos. Cuesta are direcția de dezvoltare sud-vest – nord-est, oblic față de direcția de cădere a stratelor – vest-nord-vest – est-sud-est, care au înclinarea de 65–80° și sunt de vârstă pontiană (gresii în alternanță cu marne, argile, argile nisipoase ș.a.). Frontul cuestic, cu lungimea de 1,8 km, are energia de relief de 140 m și evoluția sa este direct controlată de pârâul Feriga, pârâu ce și-a săpat o vale cu caracter subsecvent. De remarcat este dinamica acestui front, puternic afectat de acțiunea torențială a unor văi obsecvente ce au evoluat regresiv, spărgând fruntea cuestei, dându-i un caracter festonat. Pe reversul cuestei, ca urmare a pantei destul de mari, de circa 30°, se manifestă câteva alunecări de teren superficiale și semiprofunde.

- *Cuesta Siminoc* este situată pe dreapta Motnăului, cu frontul orientat în lungul pârâului Siminoc, afluent al râului Motnău. În raport cu direcția de cădere a stratelor de la vest la est, cuesta se dezvoltă pe direcția nord-vest–sud-est.

Mai pot fi amintite și alte cueste de acest tip, cum ar fi cuesta Seciu din partea superioară a bazinului Cătăuți, cuesta Dealul Fierului din bazinul Spidele și altele.

Cuestele față în față apar în sectorul superior al văii Motnăului și sunt o consecință a „spargerii” axului anticlinalului alcătuit din depozite sarmațiene și meoțiene, la nord de decroșarea Răchitașu – Fundu Pelticului, de două văi cu caracter torențial. Cele două cueste de pe versantul stâng al Motnăului, aflate în opoziție, se află la circa 1 km una de alta. Pe versantul drept al Motnăului, acestea se află la aproape 2 km una de alta. În rest, morfologia lor nu diferă foarte mult de a celorlalte tipuri de cueste.

Caracteristicile structurii monoclinale sunt și văile adaptate acestei structuri, toate cele trei tipuri de văi – subsecvente, consecvente și obsecvente – regăsindu-se în zona monoclinală a bazinului Râmnul Sărat. În sectorul monoclinal, cele mai complicate relații cu structura le are râul Râmnul Sărat, prezentând alternanță de sectoare consecvente și subsecvente (foto 7) până la ieșirea din sectorul subcarpatic (fig. 1). Doar

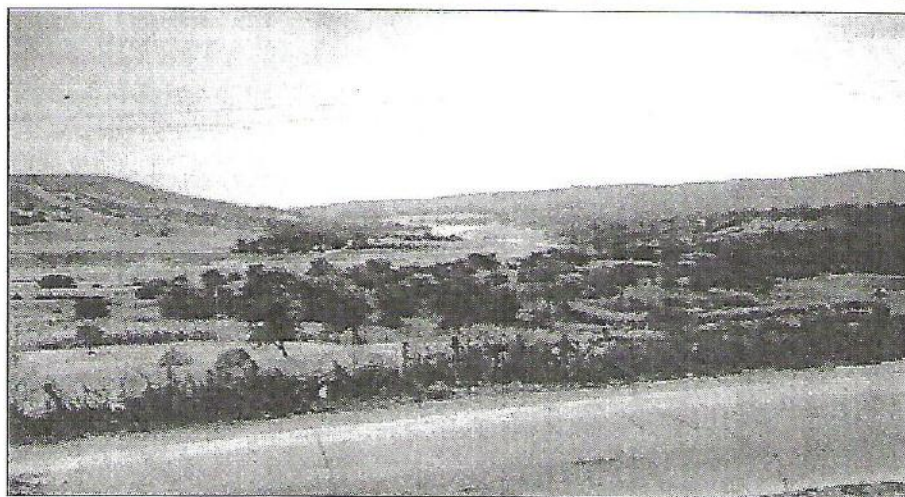


Foto 7. Sector subsecvent al văii Râmnicu Sărat, aval de localitatea Alexandru Odobescu

între Mucești-Dănulești și Alexandru Odobescu, valea Râmnicu Sărat are un sector obsecvent.

Văile subsecvente au largă răspândire, desfășurându-se la baza fronturilor de cuestă și controlând în mare măsură evoluția acestora. Unele dintre ele au lungime considerabilă, cum ar fi văile Săritoarea, Tulburea și Vulturul, care depășesc 5 km.

Cele mai multe văi subsecvente au însă lungimi de până la 1 km și sunt afluențe ale unor râuri consecvente, afluențe ale râului Râmnicu Sărat. Majoritatea au caracter torențial, adâncindu-se rapid în rocile friabile și provocând instabilitate fronturilor de cuestă. Evoluția lor a fost uneori favorizată de dezvoltarea rapidă pe suprafața de strat, perpendicular pe direcția de cădere a acestora, ceea ce a determinat apariția cuestelor dedublate. Este cazul unor văi subsecvente scurte de pe stânga Motnăului, în sectorul mijlociu și inferior.

Văile consecvente sunt mai puțin numeroase, dar mai dezvoltate decât cele subsecvente, fiind de ordin superior în cele mai multe cazuri. Se remarcă valea Motnăului în sectorul mijlociu și inferior, o vale totuși asimetrică, fiind dispusă ușor oblic față de direcția de cădere a stratelor. Văile Cătăuți și Spidele sunt aproape pe toată lungimea lor consecvente, având aceeași direcție de dezvoltare ca și orientarea stratelor.

O categorie aparte o constituie văile consecvente dezvoltate pe reversul majorității cuestelor din Glacisul piemontan subcarpatic, fi-

ind văi scurte, de ordin inferior, multe din ele cu caracter torențial, adâncite în rocile friabile. De asemenea, unele văi consecvente dezvoltate în sectorul molasei superioare au și caracter de văi de alunecare, largi, dinamice, care au „brăzdat” suprafața structurală.

Văile obsecvente sunt poate cele mai numeroase, dar și cu evoluția cea mai rapidă, caracterizând fronturile de cuestă pe care le modelează. Indiferent că sunt ravene, torenți sau văi de alunecare, prezintă o morfodinamică deosebit de activă, menținând tendința de retragere continuă a frontului de cuestă. Văile torențiale, în cele mai multe cazuri, prin evoluția lor regresivă au provocat festonarea frontului de cuestă. De multe ori, aceste văi torențiale sunt mult lărgite prin alunecări de teren. Uneori, atunci când nivelul de bază este coborât, evoluția regresivă a acestor văi torențiale este foarte rapidă și puternică, străpungând frontul de cuestă și formând bazine de recepție bine dezvoltate în spatele acestora. (fig 2).

Din analiza reliefului structural rezultă o serie de diferențieri teritoriale datorate în special existenței celor două zone – cutate (flișul și molasa inferioară) și monoclinale (molasa superioară și depozitele cuaternare) – dar și litofaciesurilor foarte variate care influențează direct frecvența și intensitatea proceselor geomorfologice actuale. Se remarcă:

- zona cutată a flișului extern și molasei inferioare, suprapusă pe aria montană și

subcarpatică internă, este caracterizată de un relief structural divers (culmi și văi de sinclinal, culmi și văi de anticlinal, abrupturi tectonice, abrupturi cuestice pe flanc de sinclinal etc);

- zona monoclinală a molasei superioare și depozitelor cuaternare din zona subcarpatică externă, caracterizată de un relief în care cuestele și văile consecvente, subsecvente și obsecvente se impun în peisajul geomorfologic.

BIBLIOGRAFIE

ENE, M. (2002), *The relief's dynamic variety in the „Între Râmnic” Subcarpathian Depression*, Rev. de Geomorfologie, 3, București.

ENE, M. (2002), *Dinamica versanților în sectorul subcarpatic al Râmnului Sărat*, Lucr. Semin. geogr. „Dimitrie Cantemir”, 19-20, Iași.

MATEESCU, ȘT. (1927), *Cercetări geologice în partea externă a Carpaților români, Districtul Râmnicu Sărat*, An. Instit. Geol. Rom., București.

POSEA, GR., GRIGORE, M., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1976), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.

*Facultatea de Geografie
Universitatea din București*

Degradările de teren din bazinul Secaşului Mare

Studii de caz

Marioara COJOCARIU, Ioana CONTOR

Cuvinte-cheie: Bazinul Secaşului, degradarea terenurilor, monitorizare, dezvoltare durabilă, utilizarea terenurilor.
The land degradations in the basin of the Secaşul Mare river. Case studies. The configuration of the relief in the Secaşul Mare basin is the result of a process of a long and complex evolution. The relatively homogeneous natural milieu of the basin shows differentiations in the frequency and in the intensity of the surface relief modelling processes reflected by the land degradations. Land degradations range among the environmental disfunctions and they refer to the potential damage of the economic and landscape type induced by a state of biological, physical or chemical lack of poise of the natural resources (rock, relief, waters, soils, vegetation). The degradation involve quantitative and qualitative alteration of the land, which are manifest, on the one hand, in their utilization and on the other hand in the unavoidable impact which they inculcate upon the landscape patrimony. That is why, the study of the land degradation is necessary to be directed on three main research levels: potential active and passive factors – types of degradation, monitoring, administration and capitalization. In the analysis of the land degradations in the basin of the Secaşul Mare river, we focused our attention on the association within morphogenetic systems, on their typology and territorial distribution as well as finding solution and means of improvement of the degraded geosystem.

1. Introducere

Degradările de teren se înscriu în paleta disfuncționalităților ambientale și se referă la daunele potențiale de ordin peisagistic și economic induse de o stare de dezechilibru chimic, fizic sau biologic a resurselor naturale (rocă, relief, ape, soluri, vegetație).

Acest gen de dezechilibre este legat de deplasările în masă: alunecări de teren, prăbușiri, curgeri noroioase, creep, la care se adaugă pluviodenudarea și eroziunea liniară, procesele pedogenetice datorate excesului de umiditate din sol și substrat, precum și cele datorate poluării solului.

Degradările comportă modificări calitative și cantitative ale terenurilor, care se manifestă pe de o parte în utilizarea acestora, iar pe de altă parte în impactul inevitabil pe care-l au asupra patrimoniului peisagistic (Morariu T., Velcea Valeria, 1971). De aceea este necesar ca studiul degradărilor de teren să fie condus pe trei nivele principale de cercetare: *factori*

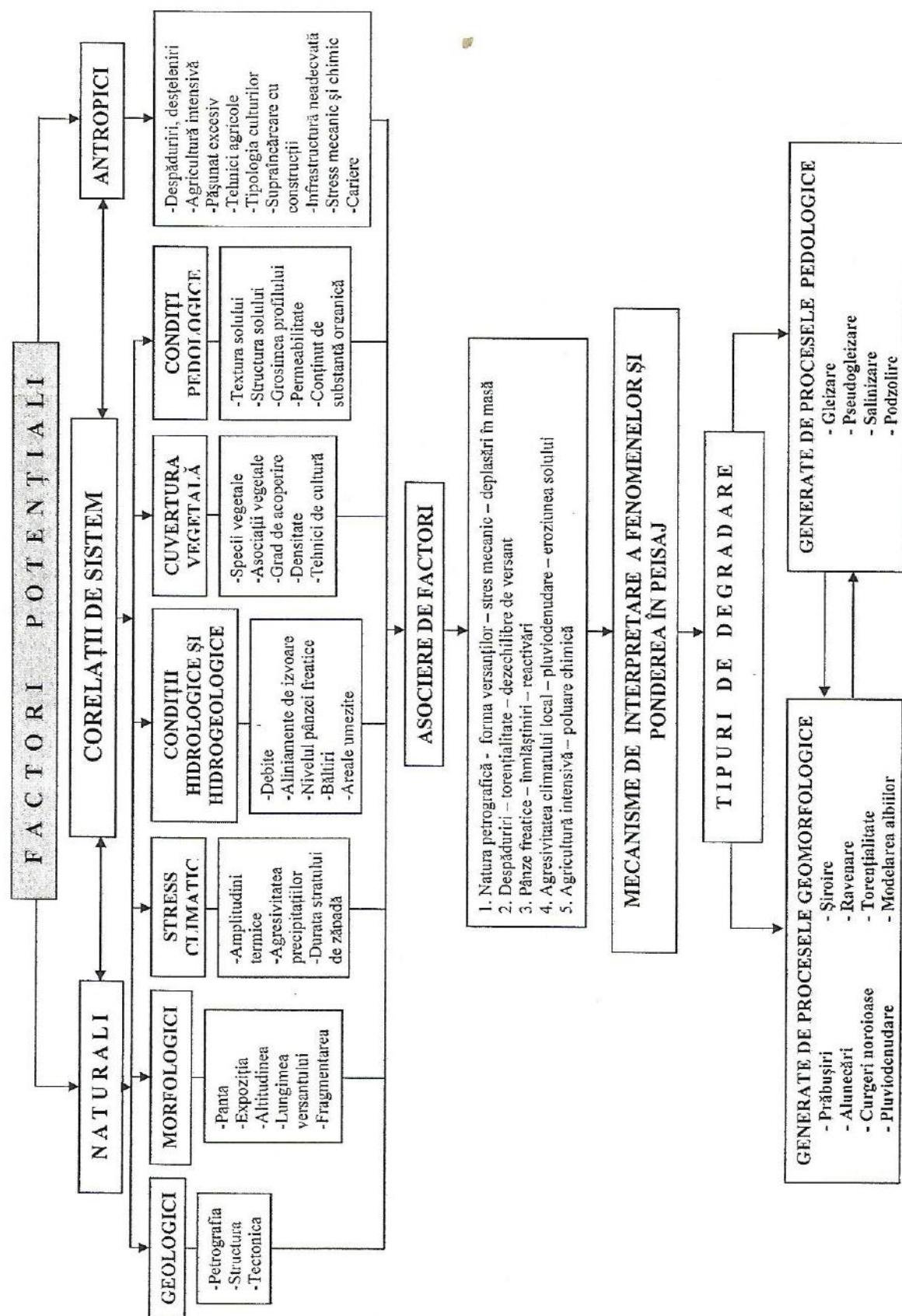
potențiali activi și pasivi – tipuri de degradare, monitorizare, gestiune și valorificare.

Pe baza modelului conceptual prezentat în figurile nr. 1 și 2, în analiza degradărilor de teren din bazinul Secaşului Mare atenția se îndreaptă spre asocierea în sisteme morfogenetice, spre tipologia și distribuția teritorială a acestora precum și în găsirea de soluții și mijloace de ameliorare a geosistemului degradat.

În acest sens, o gestiune corectă a teritoriului bazinului hidrografic al Secaşului Mare se fundamentează pe o cunoaștere adecvată a complexității condițiilor de mediu, a echilibrelor și dezechilibrelor existente în acest areal.

2. Particularități hidro-climatică în bazinul Secaşului Mare

Bazinul hidrografic al Secaşului Mare ocupă o suprafață de 567 km², dezvoltându-se pe jumătatea sudică a Podișului Secaşelor



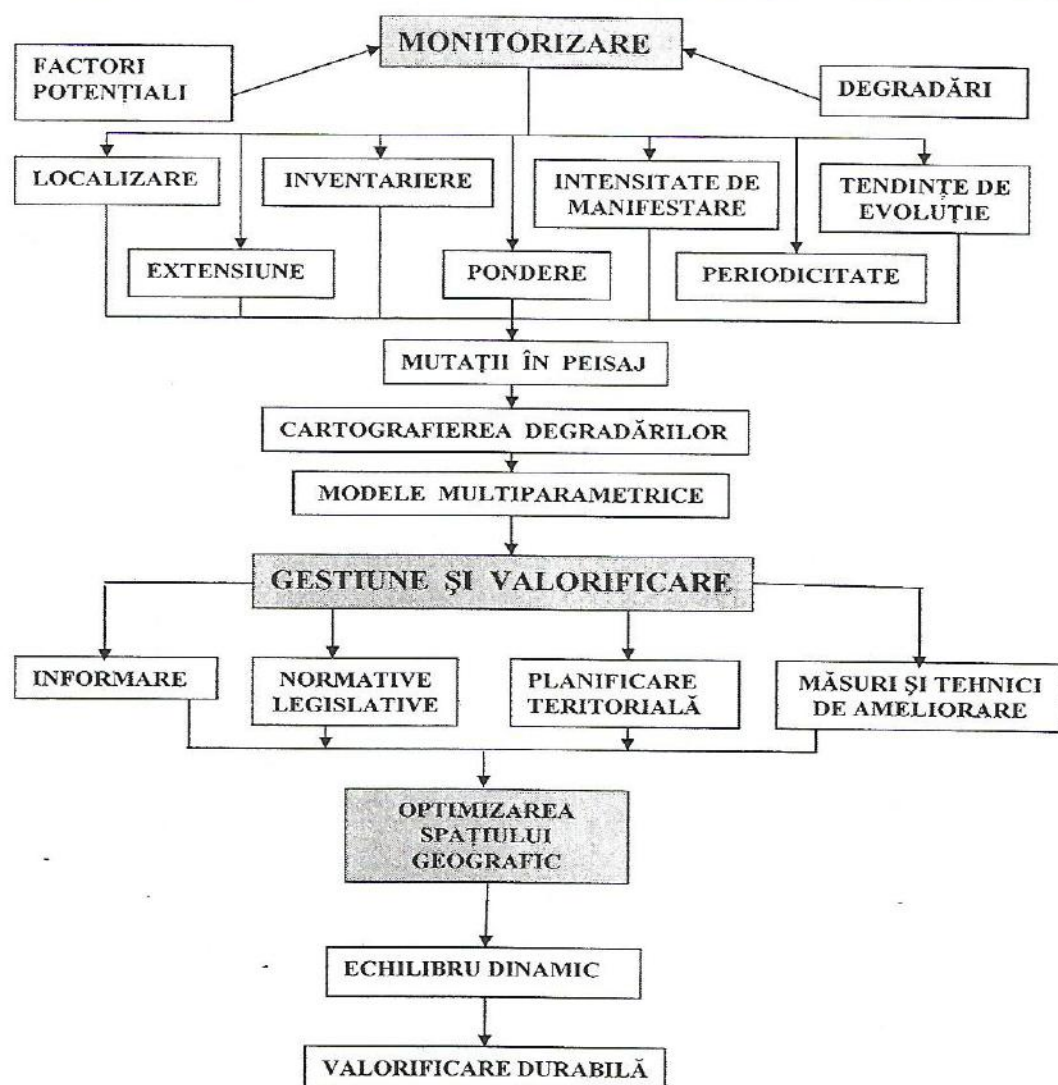


Fig. 2. Model conceptual de analiză a degradărilor de teren din bazinul Secaşul Mare

Fig.1. Model conceptual de analiză a degradărilor de teren din bazinul Secaşul Mare

până la bordura nordică a Munților Cindrel¹. La contactul acestora tectonica și modelarea fluviatilă au creat depresiunea de contact a Apoldului². Aceasta este rezultatul denudării intense din lungul fâșiei de contact, în urma instalării și intensificării eroziunii exercitate de Secaşul Mare și afluenții acestuia, acțiune dirijată de nivelul de bază apropiat și coborât

oferit de Mureș. Secaşul Mare drenează acest compartiment³ de la est la vest și confluează cu Sebeșul la nord de localitatea Lancrăm.

Larga deschidere spre vest a bazinului Secaşului favorizează o ventilare permanentă, fapt ce conduce la omogenizarea valorilor principalilor parametri climatici și la crearea unui topoclimat de vale cu variații sensibile față de

¹ Inclusiv Piemontul Jina - Deal

² În literatura de specialitate apare cu denumirea de Depresiunea Apoldului (Geografia României, vol. III, 1983) sau Depresiunea Apoldului (Maria Sandu, 1977, 1998; M. Ielenicz, 1996, Valeria Velcea, 2000).

³ În partea estică, limita bazinului este marcată de abruptul de eroziune ce aliniează Dl. Furcilor (770 m), Dl. Bucium (618 m), Chicera Amnașului (604 m) și Dealul Măgura (635 m), care formează cumpăna de ape dintre bazinul Oltului și al Mureșului. Obârșiile Secaşului Mare se află în Podișul Secașelor, limita bazinului în acest sector fiind formată de aliniamentul Dl. Gruului (513 m) - Dl. Presaca est (514 m) - Măgura Copaciului (680 m), care formează cumpăna de ape dintre cele două Secașe și dintre Secaşul Mare și Visa, care aparțin bazinului Mureșului.

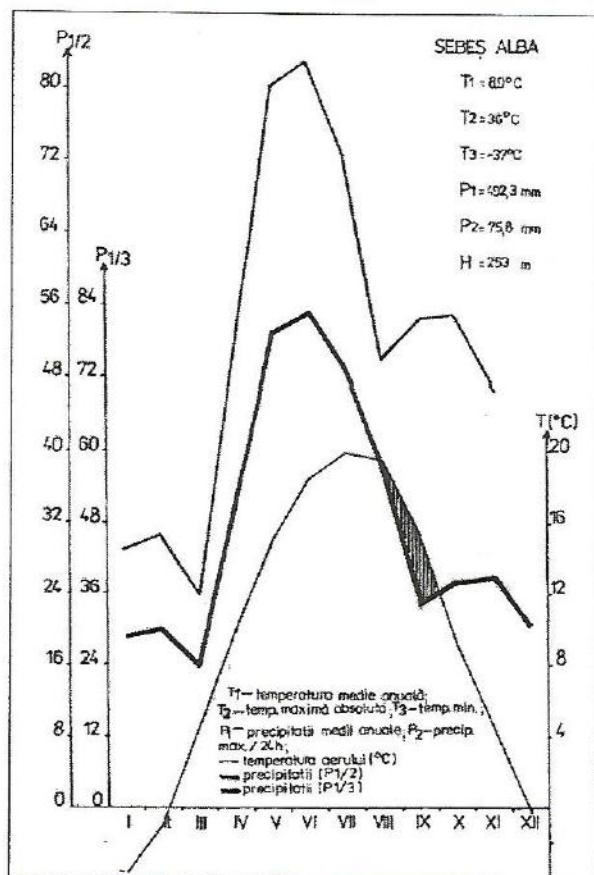


Fig. 3. Climograma tip Walter-Lieth

topoclimatul de podiș și dealuri joase: temperaturi mai moderate, amplitudine termică mai redusă ($24,8^{\circ}\text{C}$), umezeală ridicată, precipitații relativ scăzute și circulație activă a maselor de aer. Regimul precipitațiilor și umezeala influențează morfodinamica de versant.

Deși zona este caracterizată de o medie multianuală de 492,3 mm/an (precipitații destul de reduse), este importantă repartitia acestora, cu două maxime – unul vara (iunie-iulie), cu un pronunțat caracter torențial (75,8 mm/24 ore) și altul iarna (decembrie), când cad precipitații sub formă de ninsoare (50–65 mm/lună). Ponderea cea mai mare o au ploile de vară, în lunile iunie-iulie înregistrându-se 25–30% din cantitatea totală de precipitații (fig. 3).

În ceea ce privește stratul de zăpadă (în medie 66,8 zile/an) există o diferență medie între versanții cu expoziție sudică și nordică de 4–7 zile. Regimul torențial al precipitațiilor se reflectă în scurgerea lichidă și solidă, cu rol în modelarea prin eroziune laterală a albiilor.

Debitul mediu multianual al Secașului este de $0,412 \text{ m}^3/\text{s}$ cu o scurgere medie de aluviuni în suspensie moderată spre mare ($2,5 \text{ t/ha/an}$).

● În strânsă legătură cu repartitia și regimul precipitațiilor se află și pânzele freatice care înregistrează variații de nivel, în special în timpul ploilor de primăvară-vară; presiunile ascensionale ale acestora contribuie la scăderea echilibrului hidrostatic al versanților.

Apele freatice sunt distribuite în structurile monoclinale, fiind cantonate în depozitele argiloase ale Sarmațianului și Pannonianului. Pe versanții cu alunecări acestea sunt deranjate și apar la suprafață sub formă de izvoare și areale înmlăștinite între valurile de alunecare, ceea ce reduce stabilitatea versanților și favorizează reactivările. În lunca Secașului și a afluenților săi pânza freatică este aproape de suprafață (0–2 m), ceea ce conduce la gleizarea solurilor. Drenajul slab al suprafețelor cu pante reduse favorizează, în condițiile substratului geologic argilos apariția pe suprafețe mari a mlaștinilor, așa cum este în sectorul Șpring – Drașov. O situație similară s-a înregistrat între localitățile Boz și Drașov, unde amenajările piscicole au constituit soluția optimă de reabilitare ecologică a spațiului geografic. Pe culmile interfluviale, însă, pânza freatică de află la 5–7 m în fântâni, sau chiar mai sus în apropierea arealelor împădurite.

3. Distribuția teritorială și dinamica actuală a degradărilor. Aspecte semnificative

Procesele de modelare (alunecări, eroziune în suprafață și în adâncime) sunt rezultatul conlucrării în timp și spațiu a factorilor activi: climatici (regimul precipitațiilor, secete în timpul verii și toamna, evaporație puternică pe versanți cu expoziție favorabilă), hidrografici (regimul de scurgere, secarea temporară, oscilațiile pânzelor freatice) și factorul antropic (densitatea așezărilor, practici agricole, abandonarea lucrărilor de întreținere etc). Aceștia preiau un fond de factori pasivi: geologici (litologie), morfometrici (energia de relief, pantă, densitatea fragmentării, expoziția și lungimea versanților etc). Astfel, în bazinul Secașului Mare procesele geomorfologice ac-

tuale, ca reflex al asocierilor factoriale, au avut ritmuri, frecvențe și intensități de manifestare diferite și au avut un rol important în degradarea terenurilor.

Depozitele care apar în partea de sud-vest a bazinului Secaşului Mare aparțin Miocenului (depozite de calcare, gresii, gipsuri, marne, nisipuri și pietrișuri badeniene și sarmațiene), care vin în contact cu cristalinel mezozoic la sud de aliniamentul Tilișca-Dobârca-Gârbova-Reciu-Dumbrava. Pe același aliniament se înregistrează, în partea sudică a bazinului cele mai intense procese de ravenare (fig. 4. A.).

Dealurile submontane au un profil destul de neregulat din cauza spălării în suprafață, a șiroirii, a ravenărilor și alunecărilor superficiale, instalate în bazinele torențiale care fragmentează transversal această subunitate: Călnicul, Reciul, Gârbova, Pustia, Dobârca, Apoldul și Aciliul. Versanții acestor văi, în special cei cu expoziție sudică și vestică, dar nu numai, înregistrează o stabilitate foarte redusă și o degradare puternică.

Arealul sud-estic, estic și nord-estic este dominat de prezența depozitelor pliocene (pietrișuri, gresii, nisipuri, marne și argile pannoniene), care în condițiile lipsei aproape totale a vegetației forestiere și a prezenței sporadice a culturilor de protecție, conferă versanților un potențial morfodinamic ridicat. Pe acest fond declivitatea mare ($25-35^\circ$), energia de relief (80–150 m), fragmentarea torențială accentuată, în special în zonele de obârșie ($2,5-3,5 \text{ km/km}^2$), favorizează instalarea eroziunii regresive, a alunecărilor profunde și a reactivărilor sub forma alunecărilor superficiale și a curgerilor de noroi. Fluidizarea argilelor, marnelor sau a cuverturii de sol este favorizată, fie de intersectarea pânzei freatice și ieșirea la zi a unor alinamente de izvoare, fie de viiturile de vară care au o capacitate mare de eroziune și transport. De precizat sunt aici arealele degradate de alunecările profunde de pe cuesta Secaşului de la Miercurea Sibiului (Dealul Viilor), cele de la Apoldul de Jos (Dealul Potca, Coasta Lupului, Gorganu Apoldu de Jos), pre-

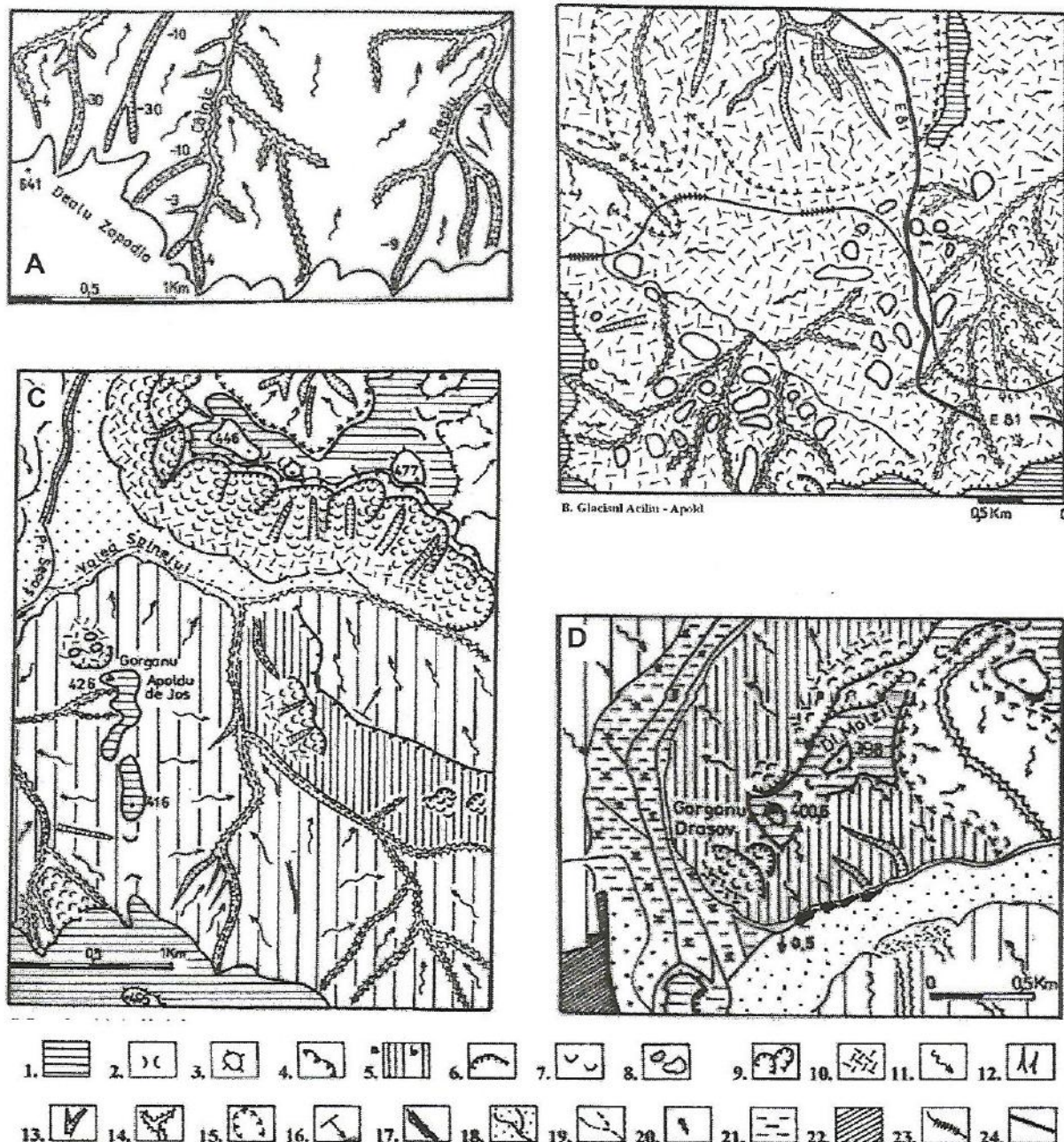
cum și cele dintre Cunța și Cut (fig. 4. C. și 4.E.).

De asemenea amintim și de "glacisul de alunecare" de la obârșiile Apoldului și Aciliului pe aliniamentul Dealul Bucium (618 m)–Fața Mare–Apoldul de Sus–Dealul Dobârca (449 m). Acesta are o morfodinamică activă și un risc deosebit de mare datorat alunecărilor vechi în monticuli reactivate, care alături de stressul mecanic datorat traficului greu pun în pericol șoseaua națională și calea ferată. „Trebuie subliniat, arăta Sandu, 1998, p. 159, caracterul limitativ al reliefului în sectorul de legătură dintre Depresiunea Săliștei și cea a Apoldului, motiv pentru care calea ferată a trebuit să străpungă șisturile cristaline ale Munților Cindrel și apoi, în Depresiunea Apoldului, pe aproximativ 12 km, să descrie o buclă pe suprafața glacisului între Dealul Blejani, halta Apoldu de Sus și Apoldu de Jos” (Sandu, 1998, p. 159) (fig. 4. B).

Obârșia Secaşului Mare în Podișul Secaşelor are caracteristicile unui organism torențial bine dezvoltat într-o zonă cu depozite friabile care favorizează ravenarea de obârșie și implicit înecarea obârșiei cu depozite de versant. Direcția de curgere până aval de Ludoș este nord-est - sud-vest, Secaşul Mare fiind caracterizat de un sector de vale obsecvent, cu versanți înclinați ($12-15^\circ$) care accelerează procese de eroziune și degradare. În aval de Ludoș, Secaşul Mare capătă caracterul unei văi subsecvente. Versantul drept este abrupt, afectat de degradări de tip gravitațional; versantul stâng consemnează prezența nivelelor de terasă și a glacisului de vale, continuat în sud cu dealurile submontane (Colinele sau Dealurile Gârbovei)

Depozitele sedimentare⁴ prezente în partea nord-vestică a bazinului Secaşului Mare constituie domeniul proceselor de prăbușire și eroziune liniară. Predomină depozitele sarmațiene, volhinian-bessarabiene, alcătuite din marne și argile cu intercalații de gresii și nisipuri. Local apar petice de depozite badeniene de calcare organogene, gresii, marne și nisi-

⁴ Aceste depozite aparțin ciclurilor sedimentare care s-au manifestat din Cretacic superior până în Cuaternar cu unele lacune stratigrafice datorate mișcărilor de exondare suferite de blocul transilvan (Ciupagea D., Paucă M., Ichim Tr.).



1. Interfluvii de alunecare, 2. Inșeuări de alunecare, 3. Martori de alunecare, 4. Aliniament de cuestă, 5. Cuestă, a. front de cuestă, b. suprafață structurală, 6. Cornișă de desprindere, 7. Alunecări de teren, 8. Monticuli, 9. Complexe de alunecări, 10. Glacis de alunecare, 11. Eroziune în suprafață și șiroire, 12. Ogașe, 13. Ravene, 14. Toreni, 15. Complexe de procese actuale, 16. Direcția de înclinare a stratelor, 17. Eroziune laterală de maluri până la 2 m, 18. Rețea hidrografică permanentă, 19. Rețea hidrografică temporară, 20. Izvoare, 21. Areale înmlăștinite, 22. Așezări, 23. Cale ferată, 24. Șosea.

1. Slide interfluvies, 2. Slide saddles, 3. Slide witnesses, 4. Cuesta alignment, 5. Cuesta, a. cuesta front, b. structural surface, 6. Separation cornice, 7. Land slides, 8. Landslide mound, 9. Slide complexes, 10. Landslide glacis, 11. Surface erosion and streaming, 12. Gully, 13. Ravines, 14. Torrents, 15. Complexes of current processes, 16. The direction of strata inclination, 17. Lateral erosion of banks up to 2 m, 18. Hydrographic network

Fig. 4 Studii de caz ale degradărilor (The case study of the land degradation)

A. Obârșiile Călnicului și Reciului; B. Glacisul Aciliu - Apold; C. Coasta Lupului - Gorganu Apoldu de Jos; D. Drașov; E. Sectorul uprins între Cut și Cunța

puri de culoare gălbui, puse în evidență prin deschiderea în versantul cvestic al Secaşului, la est de Sebeș, pe partea stângă a Văii Daia.

Alt exemplu de degradare prin prăbușire îl constituie Râpa Roșie⁵, situată la 2 km nord de orașul Sebeș, care se prezintă ca o deschidere de circa 1,5 km lungime pe cuesta Secaşului, în Dealul Pleșii (506,9 m). În zona centrală a prăbușirii s-a instalat un organism torențial, puternic adâncit în glacisul de la baza râpei. Acesta transportă la viituri o cantitate apreciabilă de material deluvial (argile roșii, nisipuri) pe care îl depune sub forma unui con de dejecție în lunca Secaşului Mare.

Degradări de tip gravitațional se înregistrează și la est de Lancrăm, produse tot în depozite aquitanian-badeniene. Sunt de amploare mai mică însă afectează întregul versant sud-vestic al Dealului Pleșii, creând un precedent pentru instalarea celorlalte procese de modelare. Râpile de desprindere au o traiectorie neregulată și formează un peisaj deosebit prin pitoresc încă nevalorificat din punct de vedere turistic.

Terasamentul aluvional alcătuit din depozite cuaternare flanchează la sud cursul Secaşului Mare sub forma unor trepte cu dezvoltare monolaterală. Suprafețele ușor înclinate și vâlurite ale glacisului de vale, terasele monolaterale și lunca Secaşului imprimă o notă caracteristică peisajului, și oferă posibilitatea dezvoltării așezărilor umane, a căilor de comunicație și a valorificării agricole a terenurilor. Acest șes aluvial este caracterizat de lipsa degradărilor cauzate de deplasările în masă, eroziunea este foarte slabă, cu excepția sectoarelor de albie în care predomină eroziunea laterală și formarea malurilor abrupte până la 2 m. Astfel de situații se întâlnesc în albia mi-

noră a Secaşului Mare la confluența cu Apoldul, la est de Miercurea Sibiului, la 1 km distanță spre vest de confluența cu Gârbova și la Cunța (unde Călnicul și un afluent torențial au împins spre nord cursul Secaşului și au format o buclă puternic meandrată). De asemenea, eroziunea laterală în maluri (2–5 m) se înregistrează pe cursul Rodului⁶, pe cursul superior și inferior al Apoldului, în sectorul de confluență al Văii Chipeșii cu Gârbova și pe malul drept al Gârbovei aproape în întregime, pe Călnic amonte de localitatea omonimă și la Cunța etc.

Partea centrală a bazinului Secaşului Mare este însă afectată pe areale destul de restrânse de degradările generate de procesele pedogenetice puse pe seama supraumezirii și a stagnării apelor. Astfel pe fondul unui orizont de sare⁷ de grosimi mici, cu răspândire areală la Miercurea Sibiului, Daia și pe aliniamentul Doștat-Șpring, la poalele sudice ale Dealului Gorganul Doștat și ale Dealului Mare, apare fenomenul de salinizare. Orizonturile salifere sunt evidențiate de apariția izvoarelor de tip "sărătură" cum sunt cele de la Miercurea Băi, izvorul Slatina de la nord de localitatea Daia Română și izvorul Sărăturile de la obârșia văii cu același nume sub Dealul Gârdan (469 m).

La nord-est de localitatea Drașov, la confluența pârâului Șpring cu Bozul și amonte pe cele două pâraie au luat naștere arii de înmlăștinire (fig. 4. D.). Eroziunea pe verticală exercitată de pâraie a condus la adâncirea lor până la intersectarea pânzei freatice. Zona înmlăștinată se află la 275–280 m altitudine (față de altitudinea de 400 m a Gorganului Drașov din Dealul Molzii). Supraumezirea este întreținută de izvoarele ce apar la baza versanților Văii Bozului și de pânza freatică situată foarte

⁵ Este pusă în evidență printr-o alternanță de conglomerate, marne, gresii și argile roșii, gipsuri, nisipuri cuarțitice albe și roșii. Vârsta acestor depozite a fost intens discutată: M. Paucă, Tr. Ichim (1971) le atribuie Tortonianului (Badenian), iar V. Mutihac și D. Ciupagea le consideră de vârstă Aquitanian. Fâșiile de alterație feruginoasă denotă rolul activ al apei care prin sufoziune chimică și mecanică a dus la declanșarea prăbușirii. În deschidere roca rămasă la zi a fost și este intens modelată de spălarea în suprafață și de șiroire. Au luat naștere astfel o serie de forme interesante: coloane, piramide, draperii piramidale, abrupturi, hornuri, etc. Aceasta d-omină în peisaj prin amploarea formei de degradare de tip "badlands", dar mai ales prin culoare.

⁶ Văile Rodului, Gârbovei, Cărpinișului și Călnicului, în sectoarele superioare au caracter epigenetic (Maria Sandu, 1987b).

⁷ Orizontul de sare apare mai bine dezvoltat la nord și la est de bazinul Secaşului Mare la Ocna Mureș și Ocna Sibiului.

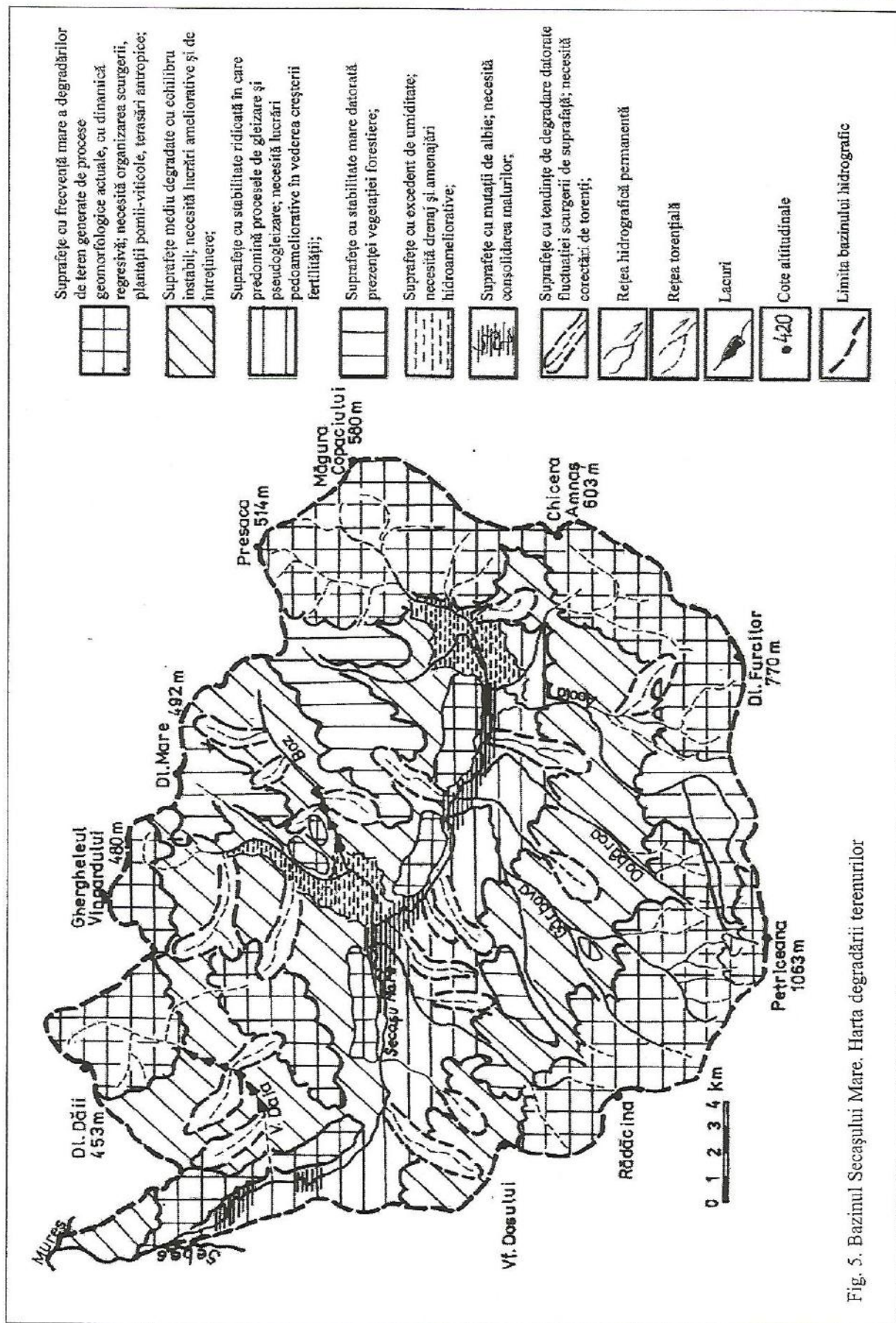


Fig. 5. Bazinul Seacășului Mare. Harta degradării terenurilor

aproape de suprafață (apa în fântâni se află la 1 m adâncime). Aceste areale sunt în prezent parțial drenate și în vecinătatea localității Drașov se semnalează prezența unor lacuri antropice valorificate piscicol dar care joacă rolul unor structuri stochastice.

O notă aparte în gama degradărilor de teren este dată de asociația de soluri formate pe rocile friabile. Modul de asociere a componentelor învelișului de sol este în strânsă legătură cu forma de relief, gradul de umezire și natura materialului parental, cu predominarea pseudorendzinelor și a solurilor negre clinohidromorfe (soluri negre de fâneață). Ca urmare a stagnării apei din precipitații și a adâncimii mici a pânzei freatice se dezvoltă soluri gleice și pseudogleice cu fertilitate scăzută, nefavorabile dezvoltării culturilor agricole, dar pretabile pentru pășuni și fânețe.

Regosolurile, solurile puternic erodate și chiar rocile parentale apar la zi în arealele cu alunecări de teren și ravenare intensă din Podișul Secașelor, existența lor fiind o consecință a exploatării agricole neadecvate. Pe terenurile cu astfel de soluri se întâlnesc livezi și vii, cu deosebire pe versanții însoșiți.

Restrângerea arealelor de pădure⁸ în urma defrișărilor a avut ca efect secundar predispunerea solului și a substratului la eroziune în suprafață și deplasări de teren. Astfel de degradări apar și pe arealele de pășune (cultivate cu specii de graminee ca *Poa compressa*, *Festuca sulcata*, *Festuca rubra*), utilizate intensiv pentru pășunat (fig. 5).

De asemenea, săpăturile la baza versanților pentru obținerea materialului de construcție au destabilizat versanții neafecțați până atunci sau pe cei parțial stabiliți. Exploatarea materialelor în carieră se semnalează la vest de Apoldul de Sus, pe versantul vestic al Dealului Apoldului și pe Valea Dobârca în zona cunoscută local sub toponimul "La Carieră".

4. Recomandări practice pentru atenuarea degradărilor

Peisajul bazinului Secaşului Mare este rezultatul conlucrării factorilor naturali și

umani. În trecutul nu prea îndepărtat transformările datorate activităților antropice au avut un caracter gradual încât au permis tranziția spre noi condiții de echilibru morfodinamic.

După anul 1990 se remarcă abandonarea lucrărilor de terasare artificială a vechilor alunecări. La nivelul pseudoteraselor, din cauza umezirii și a lipsei lucrărilor de întreținere (terenurile au revenit vechilor proprietari, viile și livezile au fost abandonate și sunt în stare de degradare) apar nuclee de reactivare a degradărilor prin ravenare, prăbușirea frunților de pseudoterasă și chiar torențialitate.

Stressul mecanic indus de traficul greu, pășunatul excesiv, pesticidele utilizate în agricultură, dezorganizarea agriculturii și presiunea antropică manifestată uneori prin intervenții necontrolate (depozitarea de deșeuri, amplasarea de construcții în areale cu risc ridicat) concură la creșterea dezechilibrelor în arealul studiat, în condițiile în care parametrii naturali nu au înregistrat schimbări substanțiale.

Atenuarea degradărilor datorate proceselor de alunecare în masă și eroziunii necesită lucrări de sistematizare și planificare teritorială, nu numai în nucleele de concentrare a degradărilor ci pe arii mult mai vaste. Aceste lucrări vizează stabilizarea prin reducerea forțelor favorabile deplasărilor și sporirea celor de rezistență.

Dintre măsurile practice recomandate în acest scop mai importante sunt:

- reîmpăduririle în zonele de obârșie afectate de alunecări;
- terasamente care diminuează panta;
- executarea de ziduri de sprijin din blocuri de rocă dură și, unde este necesar, din beton;
- înierbarea terenurilor în pantă supuse pluviodenudării (cuesta Secaşului);
- executarea de canalizări, drenaj de suprafață și amenajări de torenți;
- în zonele supraumezite și cu pante mari se impune drenajul de adânc cu captarea de izvoare prin tubulaturi orizontale și puțuri verticale;
- injecții de beton și tiranți necesare în special pe drumul european E 81 și a magistralei feroviare;

⁸ Din totalul vegetației pădurea ocupă în prezent doar 10 % din suprafața bazinului Secașelor.

- consolidarea malurilor prin căptușirea lor cu blocuri de piatră;

- remodelarea pantei prin nivelare.

Putem aprecia că bazinul Secașului Mare este caracterizat printr-o mare densitate a fenomenelor de degradare, cu forme și dimensiuni variabile, care se află în diferite stadii de

evoluție și care reflectă acțiunea combinată a factorilor naturali și antropici. Acestea consemnează în prezent un grad redus de valorificare, dar monitorizarea degradărilor și aplicarea măsurilor ameliorative amintite mai sus vor conduce la o gestiune rațională, în sensul ecodenzvoltării arealului analizat.

BIBLIOGRAFIE

CIUPAGEA, D., PAUCĂ, M., ICHIM, Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Editura Academiei, București.

GRECU, FLORINA (1992), *Bazinul Hârtibaciului. Elemente de morfohidrografie*, Editura Academiei, București.

GRECU, FLORINA (1999), *Potential land uses in the Prahova Subcarpathian Area*, în *Geography within the context of contemporary development*, 6-7 June, 1997.

IELNICZ, M. (1996), *Dealurile și podișurile României*, Facultatea de Geografia Turismului Sibiu.

MORARIU, T., VELCEA, Valeria (1971), *Principii și metode de cercetare în geografia fizică*, Editura Academiei, București.

MUTIHAC, V., IONESI, I. (1990), *Geologia României*, Editura Academiei, București.

SANDU, MARIA (1977), *Procese de versant din depresiunile Apoldului și Sibiului*, SCGGG- Geogr., XXIV, 2.

SANDU, MARIA (1998), *Culoarul depresionar Sibiu-Apold. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București.

SURDEANU, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

VELCEA, VALERIA (2000), *Geografia Fizică a României*, Editura Universității „Lucian Blaga”, Sibiu.

X X X (1987), *Geografia României, III, Carpații românești și Depresiunea Transilvaniei*, Editura Academiei, București.

Facultatea de Geografia Turismului, Sibiu

Aspecte geomorfologice preliminare în bazinul Sărățel

Nicolae CRUCERU

Key words: Sărățel, neotectonic movements, earthquake, landslides, muddy volcanoes

Geomorphological aspects in Sărățel basin. The Sărățel Basin represents a closed system with a stressed evolution between subsystems by means of direct intercalations speeded by the geographic environment on which it is grafted. It is almost entirely a sub-Carpathian basin (cca 95%) and a small part is to be found stands on the spurs paleogene penetrating from The Carpathians. Geologically speaking it includes a large variety taking into consideration its surface, a little under 200 km², and a valley length of only 32 km (with an average slope of 24 per thousand). From the gaseous complex (Kliwa sandstone) to sandy, clayey complexes with intercalations of salt breccia. To this lithological variety we add the neotectonic (uplevelling) movements of 2–3 mm/year, the climatic potential of high hills (rich in rainfalls but also with periods of drought) and last but not least the anthropogenic activities, all leading to unbalances of high level field degradation. Within the basin there are various manifestation forms of geomorphological processes. Among these prevail landslides, muddy eruptions, torrentiality, pluviodenudation, lateral erosion, salt precipitation in the river meadow and the pseudovolcanic activity (the muddy volcanoes).

Sărățelul, afluent de stânga al Buzăului din Subcarpații Curburii, drenează o suprafață de 194 km². Bazinul se grefează în mare parte (aproximativ 95%) pe arealul Subcarpatic și numai 5% aparține versantului sudic al Culmii Ivănețu. Râul, cu o lungime de 32 km, izvorăște de la o altitudine de aproximativ 902 m, din Plaiul Nucului (957,13 m) și până în dreptul localității de confluență cu Buzăul, Berca (141 m), are o pantă medie de 24%.

Din punct de vedere geologic bazinul Sărățel prezintă pe o suprafață relativ restrânsă o gamă variată de roci sedimentare, de vârste diferite, grupate în complexe litologice, cu rezistențe diferite la acțiunea agenților externi. În zona de obârșie, întâlnim flișul paleogen reprezentat de complexul gresiei de Kliwa care înglobează bancuri groase de gresii cu intercalații argiloase. Arealul subcarpatic străbătut de Sărățel și de afluenții acestuia este dominat de sedimente mio-pliocene, în cadrul cărora se găsesc: complexe de gresii și nisipuri (dealurile din bazinul superior — Măgura Mociarului, Dealul Leordețu, Dealul Pițigoiului); gresii cu intercalații argiloase și marne (Depresiunea Trestioara, Depresiunea Scorțoasa); complexe argiloase și marnoase (arealul vulcanilor noroioși — Măgura Pâ-

clei-Păcelele Mici, Dealul Enculești-Beciu); complexul brechiei sării, acvitanian și tortonian (cu mici iviri în depresiuni de sufoziune și prăbușire, întâlnite în dreptul localităților Negoșina și Cănești), care nu apare la zi sub formă de masiv ci în cadrul unor mici depresiuni-pâlnie de mici dimensiuni, iar spre albia Sărățelului apar izvoare sărate ce ridică salinitatea în apele pârâului; Pietrișurile de Căndești se individualizează printr-un relief semeț, cu versanți abrupti, afectați de o rețea densă de ravene și de văiugi largi înecate în depozite aluviale; depozitele aluviale se regăsesc în terasele văilor și au grosimi și alcătuiți granulometrice variate.

Mișcările neotectonice de înălțare continuă și în prezent, cu valori cuprinse între 0,5 și 1 mm pe an, iar la confluența Buzăului cu Siretul au fost determinate mișcări compensatorii de subsidență de 0,5 m pe an. În aceste condiții există tendințe permanente de adâncire a râurilor, de coborâre a bazelor locale de eroziune, de menținere, deci, a unei instabilități potențiale a versanților (D. Bălțeanu, 1983). Pentru arealul bazinului Sărățel formațiunile marnoase, argiloase, nisipoase, uneori legate strâns de structură constituie fondul de desfășurare a proceselor de degradare a tere-

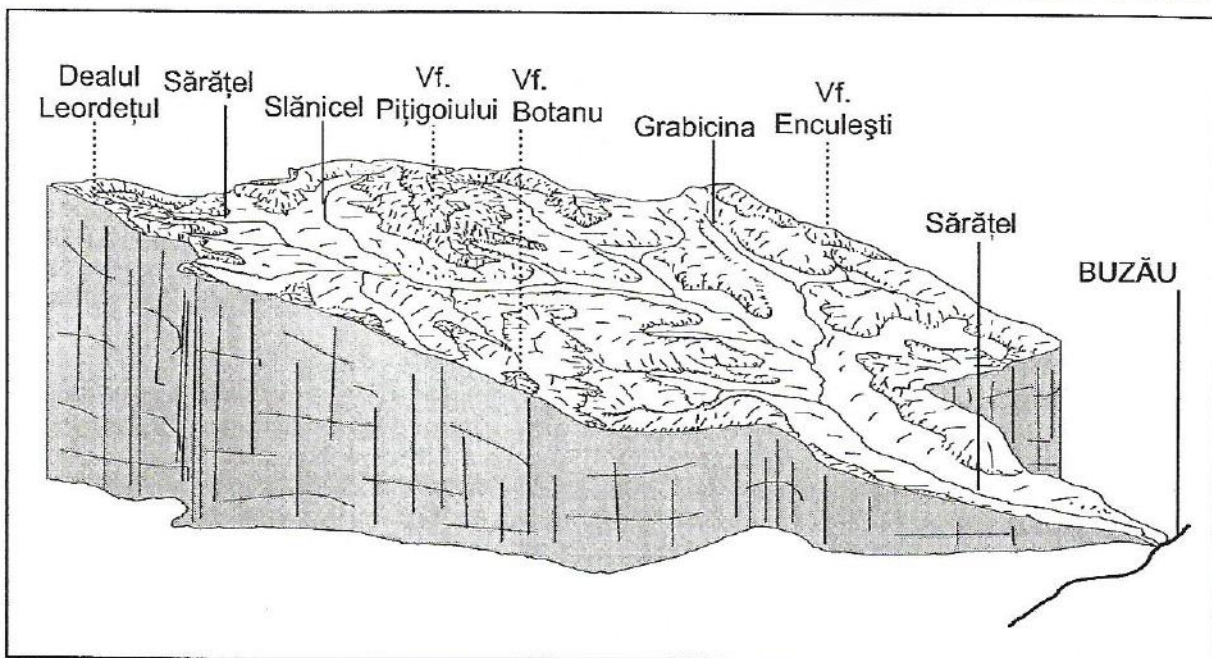


Fig. 1 Bazinul hidrografic Sărățel (blocdiagramă)

nurilor. Condițiile fizico-geografice (geologice, climatice, hidrologice, pedologice) și cele antropice care generează sau întrețin direct și indirect evoluția proceselor denudaționale.

Trăsăturile reliefului prezintă o succesiune de dealuri separate de văi și depresiuni, transversale pe direcția de curgere a Sărățelului, și oarecum longitudinal pe afluenți (fig. 1). Altitudinal, teritoriul bazinului hidrografic se află sub cota de 900 m (zona flișului paleogen) și atinge 141 m la vărsare în Buzău. Între aceste extreme amplitudinea reliefului este de 759 m. Hipsometric, peste 4% din teritoriu se află la o altitudine de sub 200 m, 41% este reprezentat de treapta cuprinsă între 201 și 400 m, 43% între 401 și 600, iar peste 601 m reprezintă numai 12% din care 3% se află la peste 801 m. Valoarea medie a densității fragmentării reliefului este de $4,1 \text{ km/km}^2$. Densitatea cea mai ridicată se găsește în bazinul superior al Sărățelului, (în bazinele afluenților de stânga Slănicel și Grabicina) dar și în depresiunea Scorțoasa - acolo unde torențialitatea este accentuată în perioadele pluviale — 7 km/km^2 respectiv $6,3 \text{ km/km}^2$. Valorile reduse ale densității fragmentării se întâlnesc în arealul dealurilor subcarpatice, în partea superioară a acestora.

Cele mai mari valori ale amplitudinii reliefului (peste 300 m) se găsesc în bazinul mijlociu al Sărățelului, mai precis între nivelul superior al interfluviului (dealurile Bocului-Pelinului) dintre văile Slănicel și Grabicina. Ponderea cea mai mare o are amplitudinea cuprinsă între 200 și 300 m (aproximativ 52%), iar ponderea cea mai redusă este deținută de amplitudinea de sub 100 m.

Corelațiile efectuate între adâncimea fragmentării reliefului și densitatea fragmentării reliefului ne indică o densitate mare cuprinsă între $3-6 \text{ km/km}^2$ situată pe porțiunea unde adâncimea fragmentării este cuprinsă între 125–280 m (fig. 2). Înclinarea pantelor este extrem de variată, astfel valorile de sub 1,5 grade sunt foarte rare (în cadrul luncii-în depresiunea Scorțoasa și porțiuni restrânse pe terase), valorile de până la 3 grade corespund în cea mai mare parte a podurilor de terase și a unor mari conuri de dejecție. O pondere însemnată o au versanții cu înclinări ce variază între 6 și 45 grade, versanți afectați de procese geomorfologice. O importantă caracteristică a versanților din cadrul bazinului, este dată și de lungimea acestora. Astfel în lungul văii Sărățelului și al afluenților mari (Slănicel, Grabicina, Strâmbu, Băligoasa, Valca lui Dragomir ș.a.) sunt prezenți versanți cu lungimi

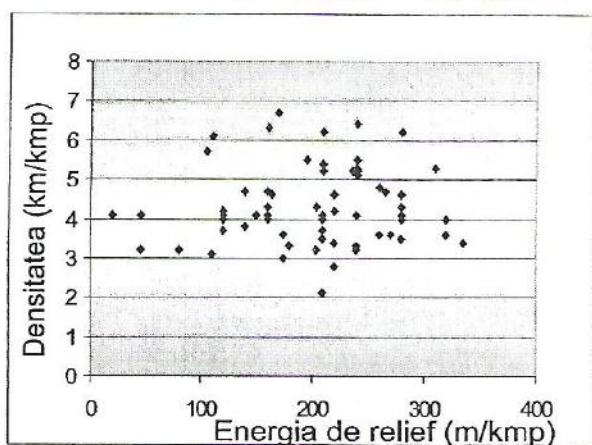


Fig. 2 Corelația dintre densitatea și adâncimea fragmentării reliefului în bazinul Sărățel

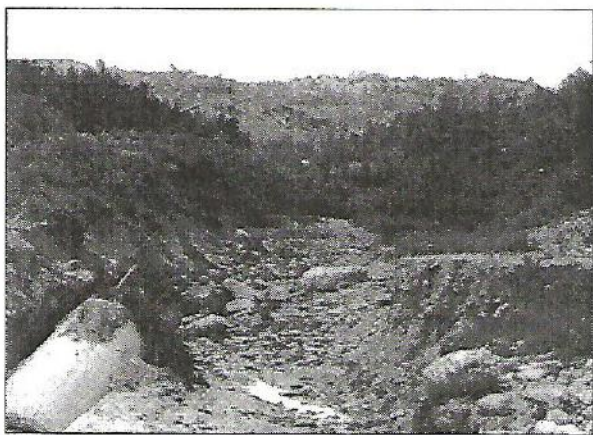


Fig. 3. Materiale de mari dimensiuni transportate de Sărățel la viiturile de primăvară (în dreptul localității Negoșina)

de 500–800 m, iar în bazinele secundare lungimea se reduce până la 200 m uneori de ordinul zecilor de metri, ultimii cu o fragmentare accentuată.

Treptele de relief sunt reprezentate de nivele de eroziune (complexele interfluviilor) dezvoltate la plus-minus 700 m și plus-minus 500 m și de complexe de vale (reprezentate printr-un număr de terase, se presupune a exista 6, la care se adaugă și lunca).

Oscilațiile hidrodinamice ale Sărățelului se caracterizează printr-un ritm accentuat cu numeroase și bruște creșteri de nivel. Sistemul bazinului de alimentare preponderent pluvio-nival, cu un caracter predominant torențial al precipitațiilor la care se mai adaugă însușirile rocilor (permeabilitate/impermeabilitate), panta terenurilor, gradul de acoperire cu vegetație determină ca regimul hidrologic să se caracterizeze prin viituri dese. Scurgerea con-

centrată și difuză a apei pe versanți și în albie are o influență hotărâtoare asupra ritmului și intensității modelării reliefului. Debitul râului (media multianuală – 1,4 m³/s) prezintă o mare variabilitate în timpul anului, în verile sesetoase reducându-se foarte mult. Scurgerea medie în timpul primăverii reprezintă circa jumătate din volumul anual. Apele mari și viiturile de primăvară se produc ca urmare a topirii zăpezii și a ploilor de primăvară. Iarna și vara scurgerea reprezintă între 13 respectiv 16% și chiar mai puțin. În timpul verii sunt caracteristice viiturile puternice, datorate ploilor torențiale foarte intense ce cad în bazinul superior al Sărățelului, ceea ce duce la un transport mare de aluviuni (fig. 3).

Din analiza variației în timp a debitelor medii lunare pe o perioadă de 50 de ani, se constată că după debitele mici din perioada de iarnă urmează, începând din luna martie, o creștere treptată a debitelor pentru ca în luna aprilie să se înregistreze cel mai mare volum al scurgerii, rezultat din suprapunerea procesului de topire a zăpezilor cu ploile de primăvară. Începând din luna mai, debitele medii lunare scad foarte mult până în luna octombrie când se atinge cea mai mică valoare. În ultimele două luni ale anului se observă o ușoară creștere a debitelor dar nesemnificativă în raport cu cele de primăvară.

Particularitățile amintite imprimă hidrodynamicii o manifestare deosebită, caracterizată printr-o eroziune accentuată a malurilor, printr-un grad avansat de meadrare și o evoluție rapidă a versanților.

Indicele de insolație privit sub aspectul cantității de căldură reținută de diferite sectoare ale versanților prezintă o importanță pentru intensitatea cu care se desfășoară procesele geomorfologice actuale, reprezentând o variabilă deosebită privită din prisma litologiei, expunerii pantei, a gradului de împădurire (Dida Popescu, 1971). Pe versanții cu expunere sudică ai dealurilor mai mici de 300 m se remarcă cele mai mari valori medii anuale a radiației globale (125 kcal/cm²), iar mai sus până la 500–700 m altitudine cu aceeași expoziție radiația solară se reduce la 122,5 kcal/cm². Pe versanții interiori ai dealurilor cu altitudini re-

duse (sub 400 m) și în depresiuni, radiația solară globală este ceva mai mică, de circa 120 kcal/cm², datorită fenomenelor de păclă, aer cețos și ceață din depresiuni și culoare de vale. Odată cu creșterea altitudinii, valorile radiației solare globale se reduc concomitent cu creșterea nebulozității, astfel că pe înălțimile de peste 750 m avem aproximativ 117 kcal/cm². Temperaturile medii anuale sunt cuprinse între 8–9°C (în sectorul de confluență) și coboară până la 5–6°C (în sectorul montan). Precipitațiile medii anuale sunt de 600 mm/an (în sud) și 800–950 (în nord) prezente în cea mai mare parte în perioada estivală. Pentru dinamica reliefului, un factor climatic important este dat de foehn ce se resimte prin topirea bruscă a zăpezilor.

Evoluția reliefului a început să se contureze începând de la sfârșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului, continuându-se și în prezent, rezultând un sistem alcătuit pe de o parte din culmi cu înălțimi de 500–1 000 m (în cadrul bazinului studiat, circa 900 m) în vecinătatea muntelui și 300–500 m chiar mai puțin la exterior, ce au o desfășurare extrem de diferită (nord-sud, nord est-sud vest, est-vest, nord vest-sud-est), iar pe de altă parte din culoare de vale cu energie diferită în funcție de generație, având următoarele cauze, principale:

- *litologia* (varietatea tipurilor de roci, mai rezistente sau mai puțin rezistente la acțiunea factorilor externi, de la gresii până la nisipuri și argile);

- *structura* (prin varietatea categoriilor de cute și prin orientarea acestora, cu direcii predominante sud-sud-vest-nord-nord-est);

- *neotectonica* (mișcările de ridicare, de 0,5–1 cm/an);

- *seismicitatea* (mișcările telurice manifestate în zona Vrancei, datorită subducției plăcii Mării Negre sub arcul carpatic) cu mari repercursiuni în dinamica reliefului -alunecări, curgeri noroioase, prăbușiri- datorită slăbirii rezistenței rocilor dar și declanșării fenomenelor. Cutremurele cu intensitatea mai mare de 5 grade Richter conduc, împreună cu alți factorii, la dezechilibre ale terenului cu urmări asupra reliefului (cutremurele din anii 1940, 1977, 1990 ș.a.);

- *potențialul climatic* (temperatura medie anuală de 6°C sub pîntenul paleogen și puțin peste 9°C la vărsare; iarna se ating frecvent, în bazinul superior, temperaturi de sub –23°C; precipitațiile ating 850 mm/an în bazinul superior și 600 mm/an în cel inferior, cu precizarea că în perioada de vară sunt prezente ploile torențiale de natură convectivă, dar nu trebuie să neglijăm topirile bruște de zăpată datorită influențelor feohnale însoțite de ploile de primăvară);

- *poziția punctului de inflexiune al versantului* (o caracteristică de bază a unui versant în timp, în funcție de acesta sunt condiționate procesele geomorfologice actuale, rezultând astfel că procesele dominante de pluvioidenare și șiroire se grefează în partea superioară a versantului și alunecările de teren, dominând, în partea inferioară);

- *aportul antropic* (defrișările care au început de la sfârșitul secolului al XVII-lea și începutul secolului XIX datorită extinderii terenului pentru pășunat și nu mai puțin importante sunt defrișările din secolul XX executate din dorința extinderii terenurilor agricole, pomiculturii dar mai ales exploatarea resurselor de hidrocarburi-petrol, astfel, aproximativ 75% din procesele geomorfologice sunt instalate în aceste areale; *pășunatul excesiv*, întâlnit mai cu seamă în bazinul superior; *amplasarea incorrectă a căilor de comunicație*, precum, drumurilor județene (102 F), drumurile forestiere, potecile cât și a conductelor petroliere; *amplasarea sondelor de extracție*, în arealul Berca, Beciu, în jurul cărora, pe o rază de cel puțin 25 m, vegetația este compromisă datorită scurgerilor diverselor produse petroliere, schelelor, bazinelor de stocare a țițeiului, a atelajelor ș.a.).

Procesele geomorfologice actuale pot fi clasificate în trei categorii majore (de interfluviu, de versant și fluviatile la care se adaugă și vulcanii noroioși) (fig. 4):

Procesele de interfluviu sunt complexe datorită litologiei, structurii, gradului de acoperire cu pădure și modului de utilizare, pe interfluviile despădurite ș.a. Astfel, pe interfluviile înalte de peste 800 m (întâlnite în bazinul superior) se regăsesc procese crionivale

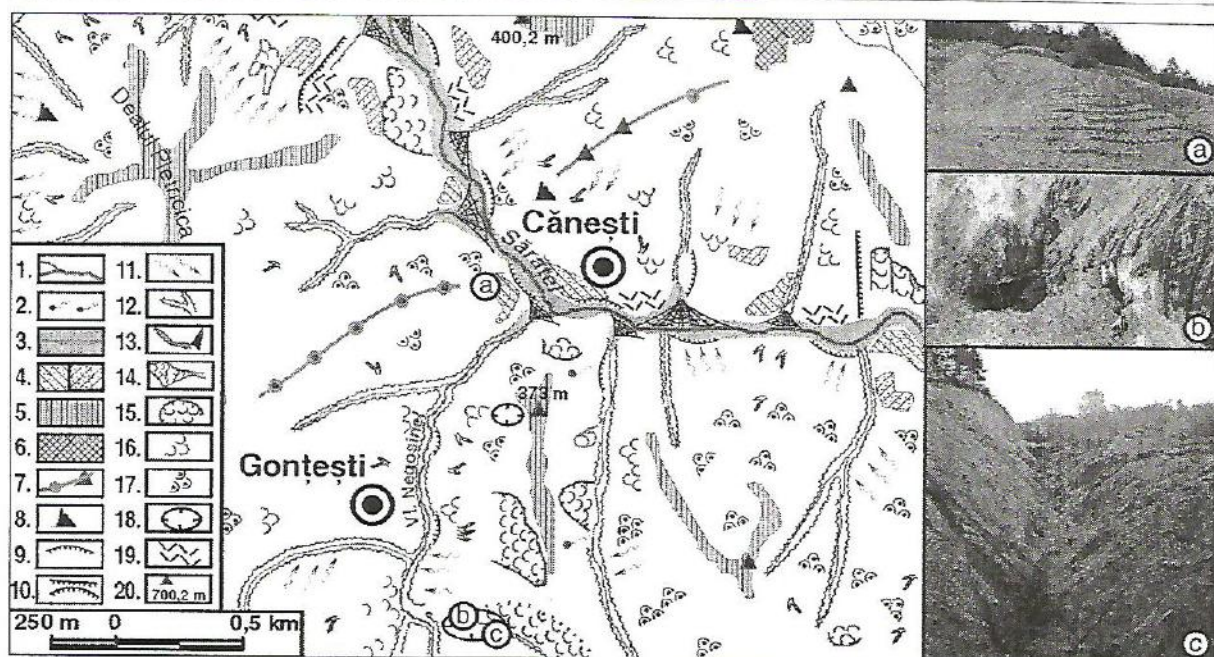


Fig. 4. Aspecte geomorfologice în sectorul mijlociu al Sărățelului (Cănești); (1. rețea hidrografică; 2. izvoare; 3. luncă; 4. nivele de terasă; 5. și 6. niveluri de eroziune (350–500 și 550–700 m); 7. culmi rotunjite, ascuțite; 8. stânci izolate; 9. mal abrupt; 10. abrupturi; 11. șiroire; 12. ravenare; 13. torenți; 14. valuri de alunecare; 15. alunecări profunde; 16. alunecări superficiale; 17. alunecări stabilizate; 18. forme de tasare și prăbușire; 19. glacișuri; 20. vârfuri; a. versant supus experimentării; b. „depresiunea” saliferă Gontăști, cu forme pseudocarsice; c. canalul de scurgere al unui organism torențial)

(pe dealurile Pițigoiului, 802 m; Leordețu, 900 m; Bocu, 822 m) și procese de șiroire (acolo unde pădurile au fost înlocuite cu pășuni utilizate irațional). În perioada rece a anului rocile grezoase și calcaroase situate la zi sunt afectate de ciclurile gelivale diurne care duc la crearea unor forme proprii de eroziune diferențială (în jurul vârfului Bocu, 822 m) și la acumularea de la baza versanților abrupti a trenelor de grohotiș. Pe Dealul Bocu, în apropiere de cea mai mare altitudine a acestuia, într-o înșeuare (cu orientare nord-estică) se găsește un lac nival (lacul Tătaru), ce persistă tot timpul anului (fig. 5). Interfluviile secundare, cu altitudini sub 800 m, sunt afectate de șiroire, generată de dinamica proceselor din sectoarele superioare ale versanților (pluviodecadare) ce înaintază regresiv.

Procese de versant care dețin o pondere însemnată în bazinul Sărățel, ca de altfel în toți Subcarpații Buzăului sunt reprezentate de:

- *alunecările masive de vale* care se prezintă sub formă de limbă, cu lungimi cuprinse între 0,3 și 2,5 km, se grefează pe văii secundare pe care le estompează. Declanșarea acestor alunecări durează un timp mai îndelungat, de

ordinul lunilor, anilor, iar cauzele declanșării fiind date de topirile bruște de zăpadă, ploile de lungă durată și cutremurele. Se poate cita o asemenea alunecare pe versantul drept al Sărățelului din dreptul localității Budești (Piscul Cireșului); versantul stâng (Dealul Măguri) al pâraului Slănicel în dreptul localității Chiliile; pe Valea lui Mircea (afluent de dreapta al Sărățelului) în apropiere de confluență, în dreptul localității Scorțoasa (de pe Dealul Plopeasa) ș.a.

- *alunecări masive de versant* afectează suprafețe apreciabile în mod special terenurile defrișate după anul 1970, inițial deplasarea este lentă, dar odată declanșate sunt greu sau imposibil de stabilizat afectând locuințe, drumuri și terenuri agricole, prezentând crăpături transversale și longitudinale, numeroase izvoare periodice (primăvara și vara), structural sunt *alunecări pe versanții cuestici* (în bazinul văilor Slănicel, Grabicina, Băligoasa ș.a.) și *alunecări pe suprafețele structurale*;

- *alunecările de dimensiuni reduse* (alunecările superficiale), sunt prezente în tot bazinul Sărățel, sub formă de limbă, cuib, vâlruri superficiale, la o inventariere rapidă ne rezul-

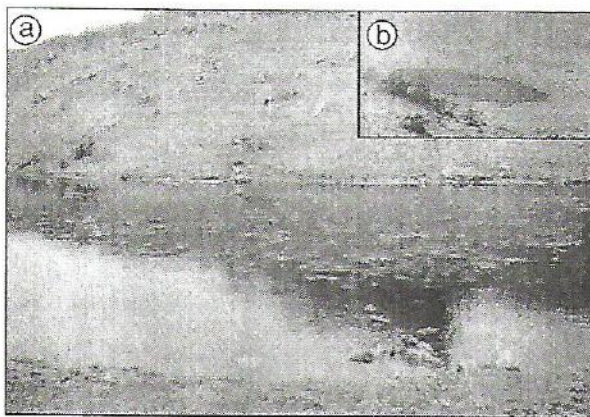


Fig. 5. Lacul Tătaru - lac nival (Dealul Bocu; a. primăvara - martie 2003; b. iarna-decembrie 2003)



Fig. 6. Zone de îngustare pe Valea Sărătelului, în sectoarele traversării unui anticlinal (aval de localitatea Cănești)



Fig. 7. Vulcanii noroioși la Păcelele Mici

tă că 70% din terenurile degradate sunt afectate de aceste forme de alunecări;

- *curgerile noroioase*, afectează terenurile defrișate, unde predomină materialele grezoase cu intercalații argiloase, active primăvara și vara (maximum pluvial), și se găsesc în zona de confluență a Văii Crevelești cu Sărătelul (în localitatea Trestioara), pe versanții Văii Slănicel (în dreptul localităților Chiliile și

Ghiocari), pe Valea Sărătelului în dreptul localității Joseni, pe Coasta Rătești, pe Valea Negoșinei (în dreptul localității Gonțești) ș.a.

- *torențialitatea* reprezintă, de fapt, „normalitatea” râurilor de ordinul 1;

- *șiroirea* se pretează în regiunile dezgolite de vegetație, preponderent în partea superioară a versanților, cu înclinarea relativ mare (în partea superioară a versanților din dealurile Bocu, Botanului, și pe versanții abrupti ai Văii Sărătelului în sectoarele de traversare a anticlinalelor; ex. între localitățile Cănești și Valea Verzei) (fig. 4);

- *prăbușirile* sunt mai reduse, ca fenomen, și sunt prezente pe abrupturile cuestice și în zonele de îngustare a văilor (atât în sectoarele de îngustare a văilor, în sectoarele unde stratele sunt aproape verticale și chiar în depresiunile-pâlnii unde se desprind blocuri de sare; ex. în localitatea Negoșina);

- *creepingul și deraziunea*, sunt mișcări lente ce se regăsesc preponderent în jumătatea inferioară a bazinului. Creepul este localizat pe versanții estici ai Sărătelului aval de localitatea Policiori, iar deraziunea afectează capetele de strat retezate de către văile principale (la nord de localitatea Scorțoasa, pe partea stângă a Sărătelului; dar cu o preponderență mare pe versanții Văii Băligoasa, care „drenează” un anticlinal).

Procese fluviatile, atât al albiei minore cât și a luncilor prezintă următoarele:

- *eroziunea laterală-meandrarea*, reprezintă un proces caracteristic Văii Sărătel (mai puțin a afluenților), prezintă coturi de până la 90 de grade, astfel că energia cinetică a râului este folosită în forța de izbirea malurilor, afectând versanții văii și nu în ultimul rând a clădirilor și podurilor, dominante se găsesc în dreptul localităților Cănești, Cănești-Valea Verzei, Scorțoasa, Joseni-Berca ș.a.

- *sectoare cu degradare accentuată* apar frecvent în sectoarele de îngustare a văilor, în cele mai multe cazuri corespund anticlinalelor, în sectorul montan (cu excepția depresiunilor), aval de localitatea Cănești, dar și în apropierea confluențelor cu afluenții importanți (fig. 6).

- *sectoare cu degradare medie și mică* a malurilor sunt specifice arealelor depresionare

Trestioara și Scorțoasa, reprezentate prin despletiri, aluvionări și mai rar degradarea malurilor ș.a.

- *precipitarea sării*, datorită evapotranspirației rapide, și secetei de durată; astfel de fenomen se regăsește aval de localitatea Valea Verzei.

Vulcanii noroiși care este prezent în arealul Pâclelor Mici și Beciu, grafați pe anticlinalul (butoniera) Berca-Arbănași. Terenul afectat de acești pseudovulcani este arid, săraturos, ogașele formate de curgerile de lavă întregesc terenurile neproductive, imaginea completă o dau conurile vulcanice (de diferite mărimi, de la câțiva centimetri la 5–8 m) (fig. 7). Aceste „manifestări” au rezultate prin antrenarea spre suprafață de către gaze din zăcămintele petroliere, a apei infiltrate și a particulelor de argilă, nisip și în proporție mai redusă pietrișul. Manifestarea este influențată de cantitatea de apă și de profunzimea faliilor.

Relieful platourilor (în special la Pâclele Mici) este puternic compartimentat, cu aspect labirintic, în cadrul căruia se regăsesc, pe lângă conuri vulcanice și ochiuri de apă, soluri poligonale (care în adâncime se aseamănă cu niște prisme de dimensiuni ce ating uneori 25 cm), rigole și curgeri noroioase (cu lungimi de până la 500–900 m).

Terenurile afectate de degradare, astăzi, sunt generate de o diversitate mare de folosință a terenurilor, de despăduriri, de extinderea arabilului, de extracția zăcămintelor, amenajările inadecvate a bazinelor torențiale, de evoluția vetrelor de sat direcționate pe versanții instabili, de amenajarea improprie a căilor de comunicație de „turismul irațional” asupra fenomenului unic ca amploare de la Pâclele Mici și Mari, toate acestea ducând la un risc iminent de instabilinare al reliefului.

BIBLIOGRAFIE

BĂLTEANU D. (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie. Aplicații la Subcarpații Buzăului*. Editura Academiei Române, București.

DIDA POPESCU (1971), *Degradări de teren în Subcarpații Buzăului*, Geografia județului Buzău și a împrejurimilor, București.

GRUMĂZESCU H. (1973), *Subcarpații dintre Călnău și Șușita. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.

IELENICZ M. (1998), *Sisteme de modelare a versanților în Subcarpații de Curbură și impactul manifestării lor asupra peisajului*, Comunicări de Geografie, volumul II, Editura Universității București.

NICULESCU GH. (1974), *Subcarpații dintre Prahova și Buzău – caracterizare geomorfologică*, SCGGG-Geografie, XXI, 1, București.

POSEA GR., POPESCU N., IELENICZ M. (1974), *Relieful României*, Editura Științifică, București.

SURDEANU V. (1998), *Geografia terenurilor degradate. Alunecări de teren*, Editura „Presă Universitară Clujană”, Cluj-Napoca.

Facultatea de Geografie
Universitatea Spiru Haret
București

Caracteristici morfometrice ale versanților din Piemontul Bălăciței

Sandu BOENGIU

Cuvinte-cheie: versanți, Piemontul Bălăciței.

Morfometrical traits of the slopes within the Balacita Piedmont. In order to analyze the slopes within the Balacita Piedmont, complex cross sections were made for all the valleys of the Piedmont; they were compared, the main characteristics being synthesized. The complexity of slopes within the Balacita Piedmont is closely connected to the relief energy up to 150–160 m, rarely 200–250 m and to the valleys maturity degree. The morpho-genetic complexes, which are the direct result of the paleogeographical evolution, litho-stratigraphical structure and climate succession, have a major contribution in sculpturing the valleys within the Piedmont. The evolution of the Piedmont slopes was also influenced by the pre-existing relief, the changes of the base level and effects of the anthropic activity.

S-a considerat ca versant pentru fiecare vale de râu și pârâu analizat, întreaga suprafață înclinată dintre luncă și cumpăna de ape, de o parte și de alta a cursului de apă, cu excepția celor care formează limita Piemontului Bălăciței (Ghelvegioaia, Husnicioara, Motru, Jiu, Dunărea) unde am analizat numai versantul din piemont.

Pentru analiza versanților din Piemontul Bălăciței au fost corelate rezultatele cercetărilor de teren cu analiza hărților topografice la scara 1: 25 000 pe care s-au trasat profile transversale complexe la toate văile piemontului (Fig. 1).

1. Versantul drept al Jiului

Pe versantul drept al acestui râu, care constituie limita de est a Piemontului Bălăciței,

au fost realizate 7 profile transversale, care acoperă întreg sectorul, de la Gura Motrului la Podari (Tabelul nr. 1).

Ele au fost alese astfel încât să cuprindă toată suprafața de la talvegul Jiului până la nivelul piemontului. În întregul sector dintre Gura Motrului și Podari, versantul stâng al Jiului este tăiat mai ales în nisipuri și pietrișuri române, care sunt deschise la zi în numeroase puncte, formând de obicei abrupturi în partea superioară a versantului. Aceasta sugerează fenomene de prăbușire ce au avut loc atunci când Jiul curgea sub acest versant, iar materialul acumulat la baza versantului a dat forma convexă din partea inferioară. Din analiza profilelor rezultă că versantul are înălțimi de la 110 m deasupra nivelului râului la Gura

Râul	Denumirea profilului	Cote (m)	Înălțime (m)	Panta	Tipul profilului
Jiu	Braloștița	210–100	110	13°	drept
	Scaști	205–100	105	12°	convex
	Potmelțu	175–90	75	16°	complex
	Obedin	175–90	75	10°30'	convex
	Breasta	190–90	100	12°	complex
	Sud Breasta	160–80	80	13°	complex
	Sud Leamna	150–80	70	13°	complex

Tabelul 1. Date morfometrice ale versantului drept al Văii Jiului

Râul	Denumirea profilului	Cote (m)		Înălțime (m)		Panta		Tipul profilului	
		Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept
Racovița	Amonte Racovița	270-75	295-220	95	75	11°	9°	drept	convex
	Avale Ciocanele	245-60	250-60	85	90	10°	7°	concav	convex
Argetoaia	Dumbrava de Sus	315-220	295-220	95	75	7°	9°	drept	În trepte
	Avale Albulești	270-180	250-180	90	70	14°	10°	drept	convex
	Valea Marcului	250-175	270-175	75	75	8°	4°30'	concav	convex
	Avale Salcia	238-120	235-120	118	115	13°	9°	în trepte	în trepte
Raznic	Amonte Sopot	230-125	215-125	105	85	9°	11°30'	concav	drept
	Avale Raznicu Oghian	185-110	180-110	75	70	19°30'	4°	concav	drept
	Amonte Predești	200-100	150-100	100	50	13°30'	7°30'	drept	convex
Brabova	Seaca de Pădure	165-195	270-95	70	75	8°	6°30'	drept	concav
	Amonte Răchita de Sus	235-170	230-170	60	60	5°	7°	în trepte	în trepte
	Avale Brabova	200-125	200-125	75	75	8°30'	6°30'	drept	concav
	Avale Pietroaia	190-110	180-110	80	70	8°	7°	concav	drept
Tejac	Amonte Căruia	190-160	200-160	30	40	9°	7°	drept	convex
	Avale Căruia	195-140	190-140	55	50	17°30'	13°30'	concav-convex	convex
	Amonte Sărbătoarea	175-115	175-115	60	60	18°	13°	convex	convex-concav
	Sărbătoarea	125-105	128-105	20	23	5°	4°	convex	concav
	Amonte Leamna	160-100	160-100	60	60	7°30'	14°	convex	convex

Tabelul 2. Date morfometrice ale versanților râurilor tributare Jiului în Piemontul Bălăciței

Ea configurează un versant foarte îngust, cu înălțimi de 90-95 m, pante de circa 7° și profil drept, dar cu o treaptă. Versantul este fragmentat pe această porțiune numai de ogașe.

În continuare pe circa 15 km până la Argetoaia, versantul stâng se lărgeste considerabil, pâraul având în această porțiune doi afluenți pe stânga, Războinicu și Țânțaru. Aceștia fragmentează versantul stâng al Argetoaiei până la cumpăna de ape a bazinului său hidrografic în trei culmi paralele, determinând pentru afluenții menționați versanți în formă de V. Cea mai importantă este culmea Războinicu, care pornește de la Albulești la vest și ține până la Argetoaia. În acest sector versantul stâng al văii Argetoaiei se menține la înălțimea de circa 90 m, cu o pantă mai mare, de 14°, profilul fiind drept, fără trepte.

În cursul inferior, cumpăna de ape între Argetoaia și Racovița este foarte aproape (la circa 500 m), creând panta cea mai abruptă și dreaptă a Argetoaiei, care, în acest sector, tinde spre malul nordic (Tabelul nr. 2).

c) *Raznicul* este unul din afluenții pe dreapta ai Jiului care își îndreaptă apele pe direcția vest-est, cu afluenții săi Mânzatul și Mașcotul, pe stânga, și Brabova și Pleșoiul pe dreapta. Brabova la rândul ei primește pe stânga Urdinița și pe dreapta Răchita.

Profilele transversale arată că înălțimea versanților se menține la circa 100 m pe partea stângă, în timp ce pe partea dreaptă, din cauza apropierii de pâraul Argetoaia care curge aproximativ paralel la nord și are organisme torențiale și afluenți dezvoltati mai ales pe dreapta. Înălțimea interfluviului

Denumirea profilului	Cote (m)	Înălțime (m)	Panta	Tipul profilului
Butoiești	210 – 100	110	13°	drept
Gura Motrului	205 – 100	105	12°	Convex
Amonte Tâmbna	300 – 185	115	5°30'	convex
Aval Hurducești	290 – 150	140	9°	convex

Tabelul 3. Date morfometrice ale versantului drept al Motrului și Hușniței în Piemontul Bălăciței

Denumirea profilului	Cote (m)		Înălțime (m)		Panta		Tipul profilului	
	Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept
Avale de Slătiniu Mare	300 – 165	295 – 165	135	130	9°30'	11°	concav –convex	drept
Avale Breznița de Motru	275 – 150	315 – 150	125	165	10°30'	9°30'	drept	concav –convex

Tabelul 4. Date morfometrice ale versanților râurilor tributare Motrului în Piemontul Bălăciței

Râul	Denumirea profilului	Cote (m)	Înălțime (m)	Panta	Tipul profilului
DUNĂREA	Erghevița	345 – 80	265	8°	Convex
	Bistrița	200 – 80	120	8°30'	Concav
	Sud Bistrița	225 – 80	145	9°30'	Convex
	Culmea Mojiei	310 – 80	230	7°30'	Convex
	Rogova	230 – 60	190	4°30'	Convex

Tabelul 5. Date morfometrice ale versantului stâng al Văii Dunării în Piemontul Bălăciței

dintre Argetoaia și Raznic a fost redusă printr-o fragmentare mai intensă.

Tipul de profil, predominant concav pe stânga și drept pe dreapta, demonstrează abateră constantă a Raznicului spre nord.

Pantele reflectă și ele aceeași realitate, fiind mult mai mici pe stânga decât pe dreapta.

Pârâul Brabova, afluent al Raznicului pe dreapta, are versanții mai puțin fragmentați. Ei se mențin relativ la aceeași înălțime atât pe dreapta cât și pe stânga pârâului, la circa 70 m. Pantele sunt și ele relativ egale pe ambele flancuri (circa 7°) cu profile nediferențiate de la un versant la altul.

Bazinele hidrografice ale acestor pâraie sunt despărțite de culmi prelungi care pornesc din culmea Balota – Plopi situată în extremitatea vestică a Piemontului Bălăciței și se di-

gitează spre est apoi merg aproape paralel până la malul Jiului (Tabelul nr. 2).

d) *Tejacul* este cel mai sudic afluent al Jiului din Piemontul Bălăciței.

Cumpenele de ape din nordul și sudul acestui pârâu sunt constituite din podul piemontan în care acest pârâu este mai scurt și mai tânăr. Fără afluenți, deși destul de adânc, nu a ajuns să-și lărgască valea ca ceilalți afluenți ai Jiului din Piemontul Bălăciței. Versanții acestui pârâu sunt uniform dezvoltati pe ambele flancuri, cu înălțimi relativ mici (30–40 m) și profil predominant convex (Tabelul nr. 2).

Afluenții Jiului din Piemontul Bălăciței, orientați pe direcția vest-est, au în general versanți concavi sau drepti numai pe latura nordică. Primesc afluenți numai pe partea dreaptă ceea ce explică faptul că versanții convecși abundă doar pe această parte.

2. Versantul drept al Motrului

Pe versantul drept (sudic), Motrul, care constituie limita nordică a Piemontului Bălăciței, are mai mulți afluenți. Pe această porțiune s-au executat două profile, din care rezultă că versantul sudic prezintă un profil drept cu un umăr la 50–60 m deasupra luncii (Tabelul nr. 3).

Înălțimea versantului crește de la 135 m (la Butoiești) la 165 m (la Gura Motrului), cu progresia pantei de la 5° la 8°.

2.1. Afluenții Motrului din Piemontul Bălăciței

a) *Hușnița*. Acest pârau, orientat vest-est, care se varsă în Motru la Strehaia, limitează în nord Piemontul Bălăciței, fapt pentru care s-a analizat numai versantul sudic (drept).

Acest versant crește repede, de la 115 m la Tâmba, la 150 m la Strehaia, cu o pantă de 5–9° și un profil convex (Tabelul nr. 3).

b) *Slătinic*, afluent pe dreapta al Motrului, taie oblic marginea nordică a piemontului de la sud-vest la nord-est. Are versantul stâng cu un profil în general convex și versantul drept linear, cu pantă de cca 10° (Tabelul nr. 4).

c) *Breznița de Motru*. Acest pârau, tot afluent pe dreapta al Motrului, este paralel cu Slătinicul avale de acesta. Are versanți simetrici, săpați în nisipuri și pietrișuri (Tabelul nr. 4).

Caracteristica generală a afluenților Motrului o constituie pantele versanților, în general convexe, care exprimă adâncirea actuală mai accentuată a unor văi mai largi în Pleistocen, când capătul vestic al lacului cuaternar se afla la actuala cumpănă de ape de la Filiași.

3. Versantul stâng al Dunării

Versantul stâng al Dunării, în porțiunea care formează limita vestică a Piemontului Bălăciței, este foarte îngust, fiind brăzdat doar de câteva văi destul de scurte (Erghevița, Bistrița și Mojia) și de câteva ogașe.

Pe acest versant, dintre Erghevița și Batotți, au fost analizate 5 profile transversale (Tabelul nr. 5).

Versantul stâng al Dunării este sculptat în roci de natură diferită. Astfel, în partea superioară se găsesc argile nisipoase și un strat subțire de lignit, apoi nisipuri cuarțoase albe

aparținând Dacianului inferior (până la cota de 100 m la limita inferioară). Taluzul este tăiat în marne nisipoase și argiloase ponțiene.

Înălțimea versantului variază de la 265 m (la limita nordică), până la 190 m (la limita sudică). La Bistrița înălțimea versantului scade, deoarece taluzul inițial a fost erodat de obârșia Blahniței care a determinat scăderea înălțimii cumpenei de ape între aceasta și Dunăre.

Deși înălțimea mare a versantului dă impresia unei pante abrupte, unghiul de pantă nu depășește 9° datorită acumulărilor de la bază care au format mici glacisuri. Forma convexă, dominantă, este rezultatul diferențelor de duritate a nisipurilor daciene față de marnele ponțiene de la bază.

3.1. Afluenții Dunării

a) *Blahnița* curge de la nord la sud, paralel cu Dunărea, până la ieșirea din piemont, la Rogova, unde versantul drept (vestic) se lărgeste brusc la intrare spre terasa Dunării. Versanții scad treptat spre avale de la 120–150 m la 90–100 m, profilul ambilor versanți fiind în general convex, datorită argilelor nisipoase și mai ales stratelor de lignit daciene din care sunt alcătuiți (Tabelul nr. 6).

b) *Drincea*, izvorăște de sub dealul Gârnița, curge spre sud-est până la Podul Grosului, pentru a se abate spre sud până la Slașoma și apoi spre vest, până la Corlățel. Până la Valea Anilor o ia spre sud, unde iese din Piemont și mergând mai departe în aceeași direcție până la vărsarea în Dunăre. Traseul său prezintă de asemenea un paralelism deosebit față de cursul Dunării.

Spre deosebire de Blahnița, păstrează în general, pe tot parcursul piemontan, versanți cu aceleași înălțimi de 80–100 m și cu pante aproximativ egale de 6–7°.

Trebuie, însă, menționat că pe dreapta (vest), unde Drincea are afluenți, gradul de fragmentare a reliefului este mai accentuat și profilul versantului se lărgeste.

Spre deosebire de Blahnița, Drincea are o luncă destul de largă care atinge în cursul mijlociu cca 400 m lățime (Tabelul nr. 6).

c) *Desnățuiul*, izvorăște de sub culmea Câmpu Corzului (294 m), din care pornesc cumpe-

Râul	Denumirea profilului	Cote (m)		Înălțime (m)		Panta		Tipul profilului	
		Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept	Mal stâng	Mal drept
Blahnița	Izvoru Aneștilor	350-200	320-200	150	120	11°30'	7°	complex	drept
	Amonte Livezile	305-160	310-160	145	90	17°	16°	convex	convex
	Avale Rogova	230-125	210-125	115	90	15°30'	4°30'	convex	concav
Drincea	Între Plopi-Stignița	280-220	300-220	60	80	7°	6°	drept	în trepte
	Avale Stignița	300-195	285-195	105	90	5°30'	12°30'	convex	complex
	Amonte Podu Grojs	280-210	295-210	70	85	6°30'	7°	drept	drept
	Pădina Mică	250-185	300-185	65	115	9°30'	7°	drept	în trepte
	Avale Pădina Mică	255-175	300-175	80	125	2°	8°30'	în trepte	drept
	Corlățel	250-155	250-155	95	95	11°	11°	complex	concav
	Avale Gvordenița	250-200	250-200	50	50	10°30'	9°30'	complex	drept
Desnățui	Avale Cleanov	220-180	235-180	40	55	6°	10°30'	convex	drept
	Avale Gubaucea	225-135	225-135	90	90	9°	9°	drept	drept
	Amonte Suharu	205-130	180-130	75	50	10°30'	11°30'	convex	complex
	Amonte Tencănuș	150-105	160-105	45	55	24°	10°	drept	drept
	Amonte Lac Fântânele	155-100	150-100	55	50	9°30'	6°	drept	drept
	Avale Fântânele	145-90	150-90	55	60	2°	8°	în trepte	în trepte
	Avale Știubei	225-170	220-170	55	50	12°	8°	convex	convex
Terpezița	Avale Floran	190-150	190-150	40	40	9°	5°30'	drept	convex
	Avale Lazu	150-120	170-120	30	50	7°	11°30'	complex	drept
	Avale Vârvoru de Jos	125-100	160-100	25	60	18°30'	9°	concav	în trepte

Tabelul 5. Date morfometrice ale versanților râurilor tributare Dunării în Piemontul Bălăciței

nele de ape între Drincea la vest, Desnățui la sud, Terpezița, Brabova, Urdinița și Raznic la est. Se îndreaptă spre sud-est și iese din piemont la Radovanu, îndreptându-se spre sud.

Deoarece urmează aceeași direcție în care înclină câmpul piemontan (spre sud-est), deși cota talvegului coboară treptat cu 3‰, înălțimile versanților rămân aproape constante la 40–50 m.

Profilele sunt variabile ca formă, concave, convexe, drepte, fiind modelate de intersecția cu numeroșii afluenți existenți atât pe dreapta cât și pe stânga.

Este de menționat că pe ultimul sector, între Fântânele și Radovan, ambii versanți prezintă un umăr la circa 30 m deasupra văii, care se racordează cu terasa Dunării de la Radovan.

Afluentul principal al Desnățuiului este Terpezița. Acesta vine din dreapta (nord) și se varsă în Desnățui la Fântânele unde s-a amenajat un lac de retenție. Pe cei cca 40 km pe care curge paralel și în același sens cu Desnățuiul, din aceleași motive are versanți

de înălțimi relativ egale pe tot acest parcurs. Aspectul celor doi versanți este diferit, amintind de pâraiele care se varsă în Jiu, cu pante mai repezi spre nord (stânga) și pante mult mai line și mai vălurite spre sud (dreapta) (Tabelul nr. 6).

Apele care se varsă la sud în Dunăre după ce traversează terasele fluviului, au în general, în piemont versanți complecși, datorită în special schimbărilor survenite prin coborârea sacadată a nivelului de bază.

În concluzie, complexitatea versanților din Piemontul Bălăciței, se dovedește a fi în strânsă corelație cu energia de relief de până la 150–160 m, rareori de 200–250 m și cu gradul de maturitate al văilor. În procesul de sculptare a văilor din Piemontul Bălăciței o contribuție importantă o au complexe morfogenetice determinate de evoluția paleogeografică, alcătuirea litostratigrafică și succesiunea climatelor. Evoluția versanților piemontului a mai fost influențată și de relieful proppexistent, schimbările nivelului de bază și efectele produse de activitatea antropică.

BIBLIOGRAFIE

BADEA, L. (1973), *Piemontul Getic (Concluzii la un studiu de geomorfologie regională)*, în „Piemonturile“, Centrul de multiplicare al Universității din București, București.

BADEA, L. (1992), *Piemontul Getic. Relieful și trăsăturile generale*, în „Geografia României“, vol. IV, Editura Academiei, București.

BADEA, L. (2000), *Morfogeneza Villafranchian*, Anal. Univ. Spiru Haret, Seria Geografie, 3, Editura Fundației România de Măine, București

BĂLTEANU, D., TEODORESCU, V. (1985), *Elements for the sediment budget of a small catchment (The Getic Piedmont, Roumania)*, RRGGG - Geogr. XXIX.

BOENGIU, S., ENACHE, C. (2001), *Metodă de calcul a vârstei vâilor. Aplicație la Piemontul Bălăciței*, Anal. Univ. din Craiova, vol. IV, Seria Geografie, Editura Universitaria, Craiova.

BOENGIU, S. (2002), *Observații hidrogeografice în Piemontul Bălăciței*, Revista Geografică T. VIII -2000, Institutul de Geografie, Academia Română, București.

ENCIU, P. (2001), *Evoluția geologică în Pliocen și Cuaternar a sectorului de divergență hidrografică din Piemontul Bălăciței*, Revista geografică, T. VII -2000- Serie Nouă, Institutul de Geografie, Academia Română, București.

GRECU, Florina, COMĂNESCU, Laura, (1998), *Studiul reliefului. Îndrumător pentru lucrări practice*, Editura Universității din București.

GRECU, Florina, PALMENTOLA, G., (2003), *Geomorfologie dinamică*, Editura Tehnică, București.

MAC, I. (1986), *Tipuri de versanți din România*, Revista Terra, nr. 1, București.

STROE, R. (2003), *Piemontul Bălăciței. Studiu geomorfologic*, Editura MondoRo, București.

Universitatea din Craiova
Catedra de Geografie

The morphodynamics of coastal dunes from Sărăturile beach ridge plain during 1995–2001

Alfred VESPREMEANU-STROE, Luminița PREOTEASA

Cuvinte-cheie: cordon dunicol, dune oblice, morfodinamica, eolizație

In this paper it is presented the evolution of coastal dunes from the Saraturile (beach ridge plain) during 1995–2001. Starting from the present-day configuration of coastal dunes on stands out four subsectors grouped into two, in the Sf. Gheorghe shore with a stationary dynamics and in a sandy barrier affected by a rotational retreat. We discussed the dune modern morphodynamics following the analysis of general coastal evolution (resulted from the comparison of a series of topographic profiles throughout the backshore) and of meteo-marine factors (wind hourly data, wave spectrum). We distinguished two stages: 1995–1998 and 1998–2001 separated by the great storm from January 1998. On the Sf. Gheorghe dissipative shore there is a stable dune barrier, protected against the storms by the large beach, the existence of the foredunes and by moderate slope of submerse shore. The accentuated dynamics from Sf. Gheorghe arm mouth is responsible for local dune's high vulnerability. In the frame of sandy barrier R49 – R53 the dune barrier has a cyclic evolution often interrupted by winterstorms events. In the northern end of Saraturile chenier plain's shore a specific feature of the sandy barrier is represented by the presence of transversal dune barriers built obliquely to shoreline by overlapping on the seaward prolongations of continental levees.

Introduction

Although the Danube Delta is one of the most studied regions from Romania the morphology of its coastal dunes never was studied apart. However there are datum and theoretical approaches in papers which deal with the evolution of deltaic coastline (Gâstescu, 1977, Gâstescu, Driga, 1984, Vespremeanu, Ștefănescu, 1989), romanian coastal nomenclature (Vespremeanu, 1987), evolution of Danube arms mouth (Vespremeanu, 1983) and genesis of coastal scarps (Vespremeanu-Stroe, Constantinescu, 2000).

The dunes from the romanian shore are found in the following sectors: Sulina, Sărăturile chenier plain's shore, the northern end of Sacalin Barrier Island and the southern part of Chituc chenier plain's shore. The Sărăturile chenier plain's shore, stretched on the southern half of Sulina – Sf. Gheorghe intertributary shore (fig. 1), represents the sector with the biggest surface occupied by coastal dunes from Romanian shore. It's important to notice that morphometric characteristics of

the dunes from all these areas are likewise (heights of dunes are about 1–3 meters above beach level with a mean absolute altitude of 3 meters) with big differences in dune barrier extent.

Work methods

For the analysis of coastal dunes dynamics we performed more measurements types and observations concerning their position and morphometry, degree of vegetation covering, vegetation types, the inner structure of the dunes.

The topographic measurements, especially cross shore profiles, were made at an interval of 2–3 months during this period (1995–2001) using the geometric levelling supported on benchmarks coastal network. For an estimation of dune barrier orientation and of initial vegetation cover we used a series of aerial photos made in September 1995. We also digged some dune sections for identify the contact between eolian cross-bedding structure and laminar structure of the (paleo)

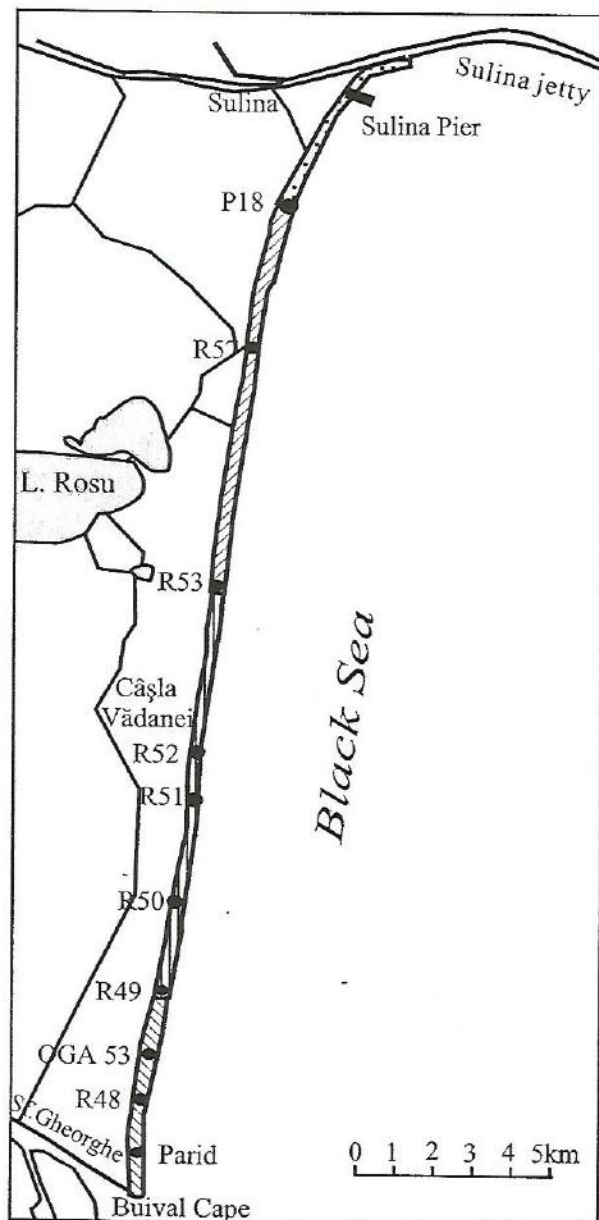


Fig. 1. Landmarks net on the Sulina - Sf. Gheorghe Shore including Sărăturile chennier plain's (Buival Cape - R15)

beach hydraulic deposits in order to establish the dune barrier position in different evolution stages.

The wind data, hourly data - four cases a day, with reworking potential (wind speed higher than 5 m/s) were processed during 1990-1999 period at Sf. Gheorghe station

Discussions

Regarding to the foredunes morphodynamics on the Sărăturile bench ridge plain during 1995-2001 on distinguish two stages:

1995-1998 and 1998-2001 separated by the great storm from January 1998 which induced majors changes in all of the shore units morphology.

Starting from the present-day configuration of the dunes barrier on this shore on distinguish out four sectors: Buival Cape - Parid, Parid - R 49, R 49 - R 52, R 52 - R 53.

Taking into account the characteristics of coastal dynamics, the discussed shore consists in Sf Gheorghe shore with a stationary dynamics and a sandy barrier affected by a rotational retreat: R 49 - R 53.

A. Sf. Gheorghe Shore. Buival Cape - Parid Sector

This sector, in length of 800 meters, corresponds spacially to the southern extremity of the Sf. Gheorghe shore. The specific feature of this shore is given by the dynamic equilibrium state conferred by the coexistence of the compensatory erosional and depositional processes. The dune barrier in this sector is just sketched because of its last decade's evolution. It is composed by pyramidal individual dunes (with heights less than 1,5-2 m, diameters of 10-20 m) very well strengthened by wooden vegetation like *Salix*, *Hippophae*, *Tamarix* and incipient bimodal dunes. Piramidal dunes represents remnants of the dunes barrier broken by waves in January 1998's storm. Bimodal dunes arised as a result of sand reworking from interdunal space and new-formed over wash fans.

Before the great storm from January 1998, dunes were concentrated in three ridges occupying a larger surface close by the waterline. The great extension of the dunes barrier owned to the intense deposition resulted from the cutting of Sf. Gheorghe arm's meanders. During 1984-1988, the period of hidrotechnical interventions, the fluvial erosion begin to work a new equilibrium river profile. Therefore Danube carried and accumulated at its mouth a great volume of alluvia which induced the progradation of the south extremity of Sf. Gheorghe shore as well as the dunes. Thus in a short period, the enti-

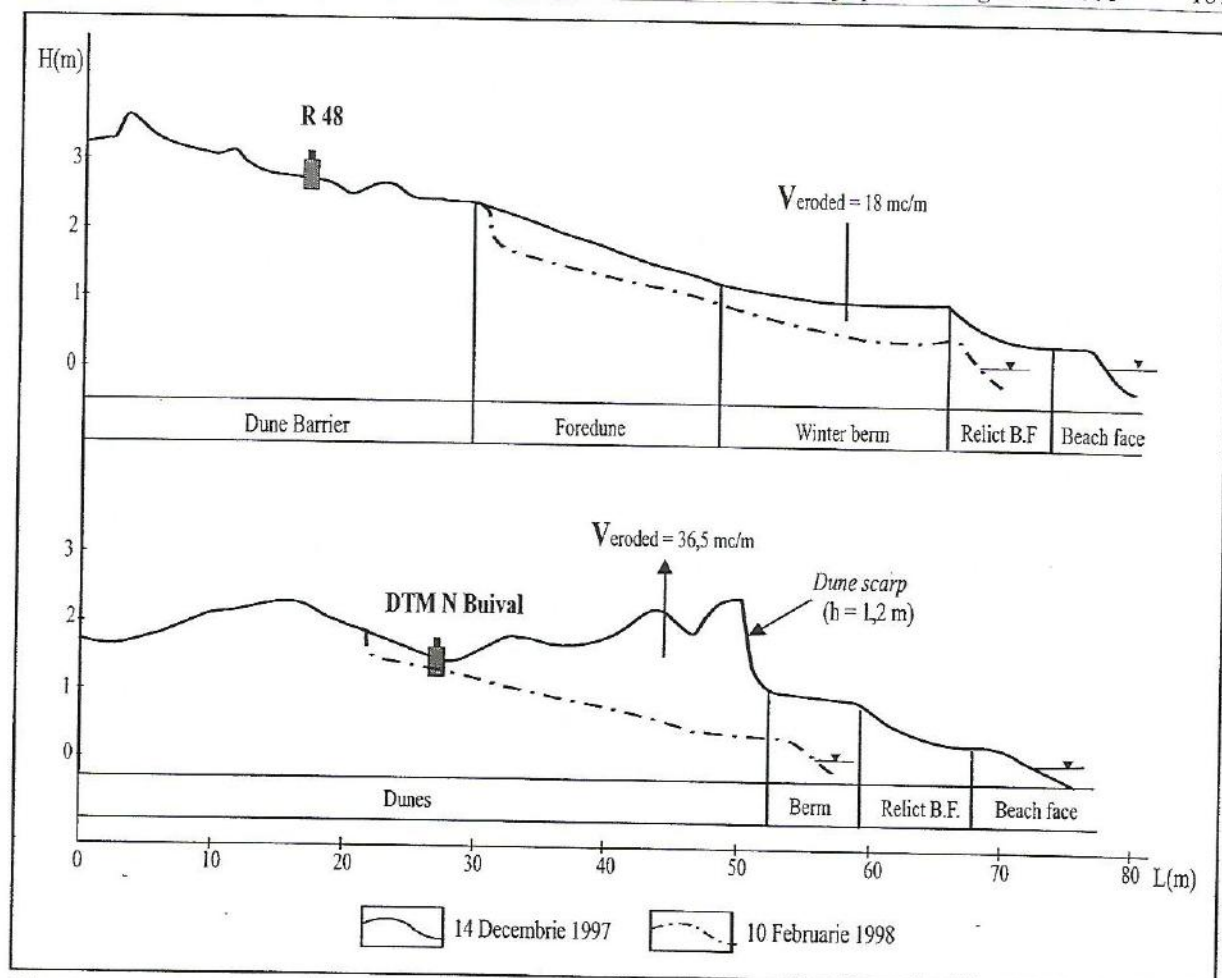


Fig. 2. The morphological changes of dunes and beach produced during the great storm from 21024 January 1998

re sector got a pronounced crescentic configuration; Buival Cape advanced seaward with 30–50 m. Gradually, the sand volume carried by Sf. Gheorghe arm diminished; thus at the half of ninety's years coastal erosion has begun to affect all this area. These processes induced the appearance of a permanent dune scarp (1–1,5 m high) often reactivated during 1995–1997 (Vespremeanu – Stroe A., Constantinescu St., 2000).

Due to the narrow beach and the presence of dune scarp the seaward face of the dune barrier was completely erased. The dislocated sand volume in this sector was estimated by us as being of 20–40 mc/m (fig. 2). During 1998–2000 was developed an ample process of reconstruction of the emerged shore followed by the complete restoration of the beach units; the winter berm starts being parasitised with foredunes gathered around *Sueda Maritima* shrubs.

Parid - R 49 Sector

This sector occupies the central and the northern parts of the complex Sf. Gheorghe shore. The dune barrier corresponding to the area discussed is the most compact and best consolidated on the entire Sărăturile chennier plain's shore, because of efficient protection given by the position in the frame of the inter-distributary Sulina – Sf. Gheorghe Shore (south of deltaic and sandy barriers which represents mains sources for nourishing of southward dominant longshore current and also at just 1–5 km north of Sf. Gheorghe arm's mouth). This emplacement also promoted a big extension of beach, the existence of foredunes and the presence of three submerse bars on the shore terrace which ensure a good protection at stormwaves attack. The stability of dunes barrier is increased by a curtain of wooden vegetation (*Hippophaea rhamnoides*, *Salix alba*, *Tamarix ramossissima*) with 40–70 m breadth,

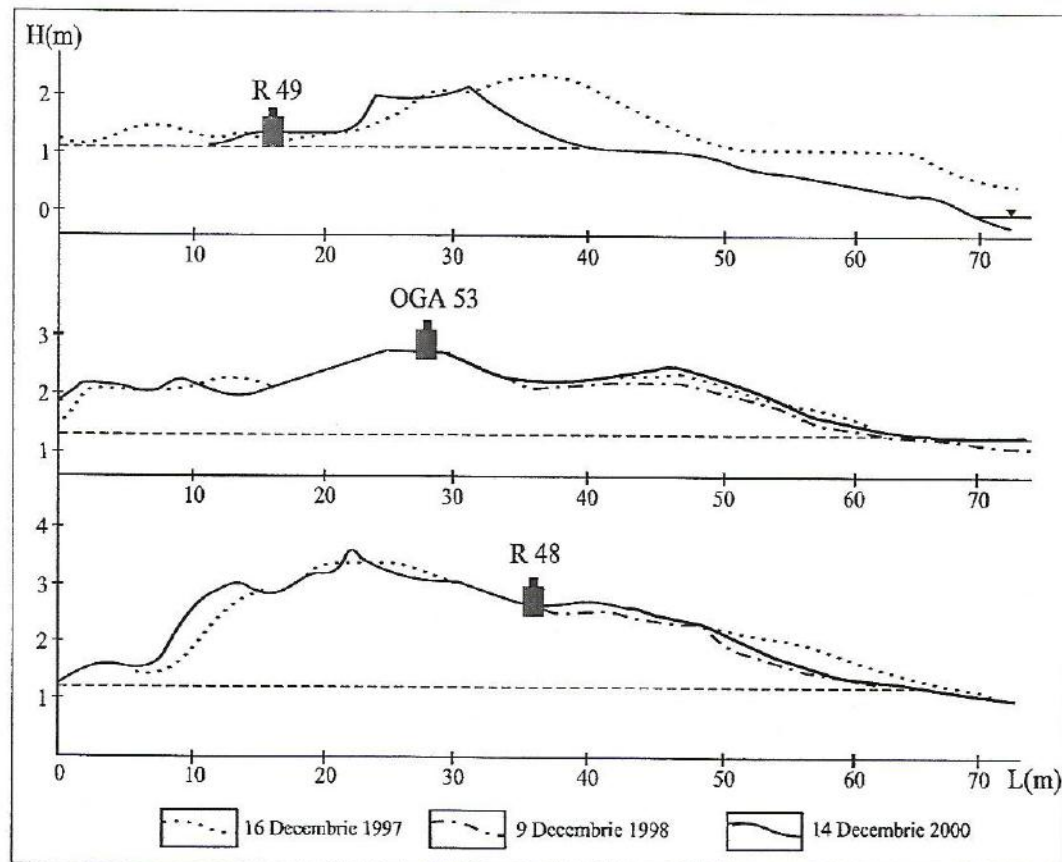


Fig. 3. The morphology of dune barrier (profiles) from Sf. Gheorghe Shore

emplaced on chennier plain - dunes contact. In this conditions the dynamics of the dune barrier is moderated and it represents a succession of stages and shapes often reversible.

Comparing the profiles made in 1997, 1998, 2000 on remarks little variations of the seaward face of the dune barrier produced by the storms, as well as their slight tendency of landward extension because illegal and irrational deforestation. Thus, in the southern part of discussed sector (R 48) the width of dunes barrier varies between 50–60 m and the height between 2,5–3,5 m, with a net differentiation between dunes and foredunes. In the central part the dune barrier records a little decrease in altitude (2–3 m high) and a distinct morphology with two ridges divided by an interdunal trough breadth of 15–20 m.

To the northern extremity of this sector, close by R 49 landmark, it's noticeable the narrowing of dunes barrier (fig. 3). Here, the morphological characteristics differs from previous sector. The weak presence of foredu-

nes and the decrease in height and the width of beaches increased the vulnerability of the shore which led to the destruction of a big part from dunes barrier (fig. 3) and to the appearance during January 1998 of a impressive dune scarp stretched on 1300 m south to the R 49 and high of 1–1,5 m (foto 1). The losses recorded here, on the emergent shore: 25 – 35 mc/m, were comparable with the losses registered in Buival Cape – Parid sector.

Beside morphological changes due to the marine agents there are eolian processes which lead to the intense raising of foredunes (5–20 cm/year) and a slower rate of increase for the seaward side of dunes barrier (1–10 cm/year). The dune's crest had very little changes in 1995–2001, manifested like slow southward migration of the blow-outs (< 0,5 m/year), with a sedimentary balance close by zero.

On the inner side of the dunes barrier encounters discontinuos advances of sand due to local deforestations.

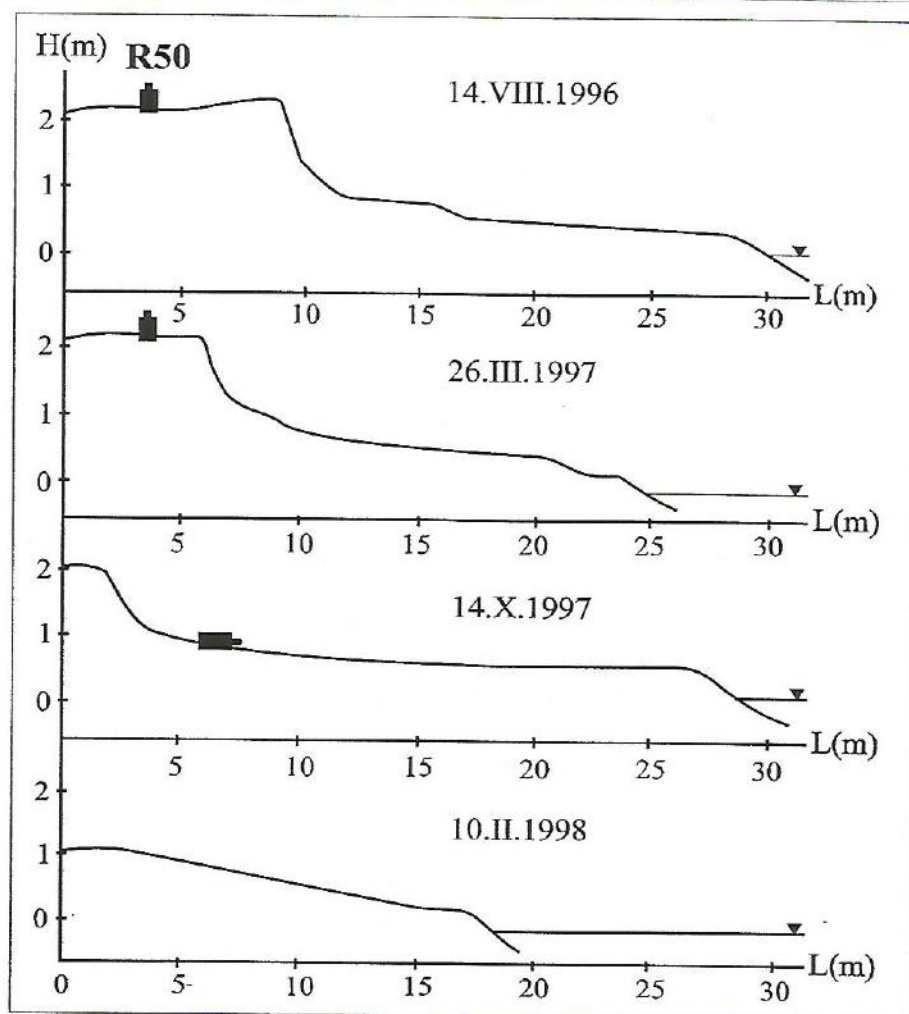


Fig. 4. The evolution of dune barrier at R 50 landmark

B. R 49 – R 53 Sandy Barrier. R 49 – R 52 Sector

This sector corresponds to the central-southern part of the sandy barrier lied in a rotational retreat; it represents that part of the Sărăturile chennier plain's shore lied in a constant retreat. The barrier is affected by erosional processes on all its extent, which are more and more intense northward. The entire sandy barrier has narrow beaches, without foredunes and dune barrier. The actual dunes are very recently and they took birth beginning to summer 2000 by sand eolisation on the limit between over-wash fans and beach. Here and there they joined forming sandy ridges (10–15 m width, 1.5–2 m height) that sketch a feeble dunes belt.

Before January 1998 existed a dunes barrier, stretched on two kilometers (R 49 – R 50), so-

meow high (2–3 m) but narrow due to coastal erosion often manifested during 1995–1997 when it was founding a very stretched dune scarp (fig. 4). In these conditions the dunes barrier was very vulnerable to the ordinary storms, so that during the great storm from January 1998 it was completely destroyed.

R 52 – R 53 Sector

This sector, in length of 3 km, representing the northern end of Săraturile chennier plain's shore, on distinguish as given the previous sectors by penetration of continental levees in the frame of emergent shore. The ends continental levees of Saraturile chennier plain, after a still period of about three years from a great storm, allow the formation of short dunes belt by overlapping. These transversal dunes barriers keep the same oblique orientation

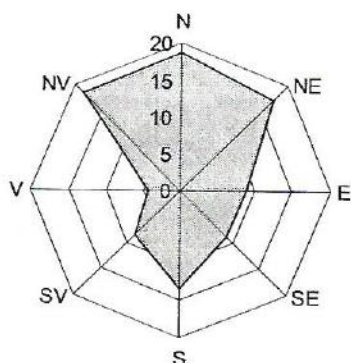


Fig. 5. The wind frequency (%) with eolisation potential at Sf. Gheorghe station (1990–1999)

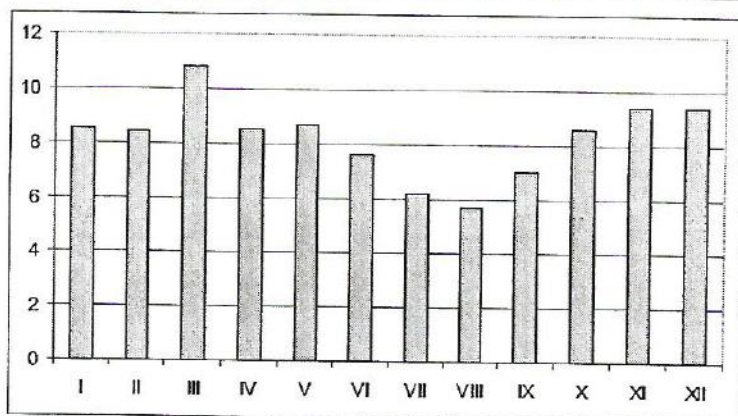


Fig. 6. The mean monthly distribution (5) of the wind with eolisation potential at Sf. Gheorghe station (1990–1999)

to waterline (about 60°), thus the dimensions are smaller than usually: 50–80 m length, 8–12 m width, 0.7–1.2 m height (over the beach level).

The space between these dune barriers superimposed on continental levees is occupied by wash-over fans; their eolisation removes the sand to transversal dune barriers but also can develop in situ the mobile dunes usually disposed perpendicular to wind direction. The (intermittent) presence of transversal dunes barriers from this area is unique on the entire romanian shore while the appearance of these mobile dunes is promoted by the absence of wooden vegetation. From the analysis of the wind data, hourly data – four cases a day, with eolisation potential (wind speed bigger than 5 m/s) during 1990–1999 period at Sf. Gheorghe station, results the important prevalence of northern winds (fig. 5).

The morphologic impact of vegetation

The eolian dynamics of dunes belt expressed by the changes of migration's rate and/or the variations of dune barrier's volume (Thomas, 1991) is proportionally with the wind speed and reverse proportionally with the degree of vegetation covering (Ash, Wasson, 1983).

The significance of vegetation is given mainly by its density. The extension of vegetation cover contributes to rugosity's increase of dunes, foredunes and winter berms creating favourable conditions for the fastening of sand grains eolian carried. The growth of plants stimulates the increase of sand volume

massed around to them and reverse a big sand accumulation imposes a faster development of sandy plants.

In the frame of Sărăturile chennier plain's shore there are more differentiations concerning to disposition of vegetation types. Thus the pyramidal dunes, especially found in Bui-val Cape - Parid Sector, are fixed by *Salix alba*, *Tamarix ramossissima* and *Hippophae rhamnoides* bushes which compose the entire spectrum of wooden vegetation. The bimodal dunes concentrate usually around the same bushes but much younger and smaller. Except the pyramidal and bimodal dunes the wooden vegetation is a compact presence just on the landward side of dune barrier. In the foredunes the sand groins are captured by the dense *Sueda Maritima* shrubs and rarely by *Artemisia maritima*. The grassy vegetation of dune barrier is composed by *Eryngium maritimum* (on the great dune barrier from Sf. Gheorghe Shore this thistle represent about 80% from mass vegetation), *Euphorbia sequeiriana*, *Elymus sabulosus* (especially found in the frame of R 49 - R 53 sandy barrier), *Cynodon dactylon* and *Festuca vaginata*.

The wooden vegetation dates from 1969–1972 when Sf. Gheorghe forestry plantation was found it. Beginning to ninety years on exerts a hard pression on this vegetation due to local arsons and cuttings illegally made by inhabitants. These activities have major implications for the dynamics of the

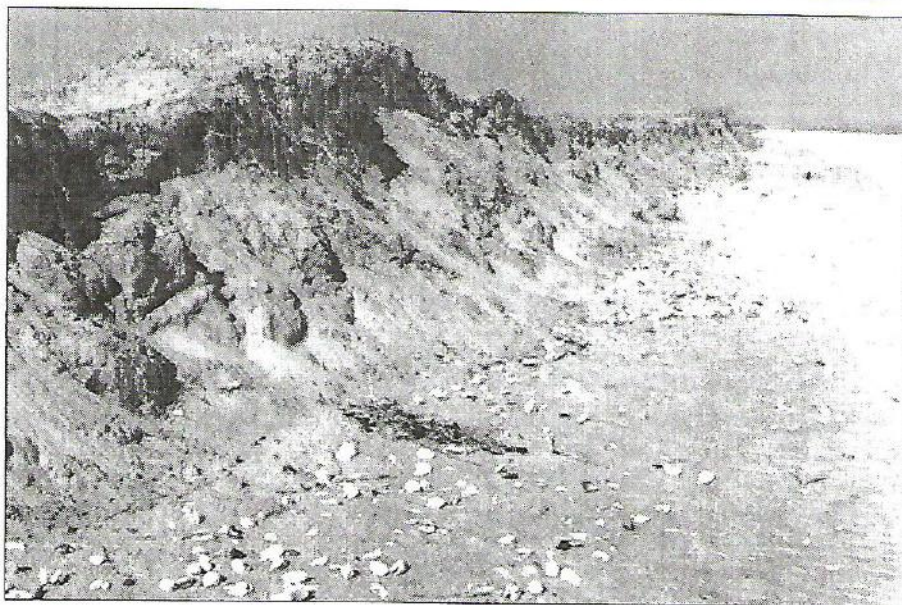


Foto 1. A long dune scarp digged by wavestorm attack in January 1998 close by R 49 landmark

dunes because the sand fixed one day, after the deforestation becomes may be swepted away generally landward.

Conclusions

In the analysis of dunes morphodynamics from the Sărăturile beach ridge plain during 1995–2001 on distinguish two stages: 1995–1998 and 1998–2000 separated by the great storm from January 1998 which induced majors changes in all of the shore units morphology.

Starting from the present-day configuration of the dunes barrier on this shore on stands out four sectors: Buival Cape – Parid, Parid – R 49, R 49 – R 52, R 52 – R 53 grouped by twos in the Sf. Gheorghe shore (Buival Cape – R 49) with a stationary dynamics and in a sandy barrier affected by a rotational retreat (R 49 – R 53).

In the southern end of Sf. Gheorghe shore, between Buival Cape and Parid landmark, the dune barrier is just sketched because of its last decade's evolution. Before the great storm from January 1998, dunes were concentrated in three ridges occupying a larger surface near to the waterline, this big extension owing to the intense deposition proceeded from the cutting of Sf. Gheorghe arm's meanders. At present the high shore is composed by pyrami-

dal individual dunes (with heights of 1,5–2 m, diameters of 10–20 m) very well strengthen by wooden vegetation like *Salix*, *Hippophae*, *Tamarix* and incipient bimodal dunes. Piramidal dunes represents remnants of the dunes barrier broken by waves in January 1998's storm. Bimodal dunes arised as a result of sand eolisation from interdunal space and new-formed over wash fans tend to build a new dune barrier situated at about 30 meters behind of the previous one.

Next dune barrier (Parid – R 49) has a very moderated dynamics represented by a succession of stages and shapes often reversible. Comparing the profiles made during 1995–2001 on remarks little variations of the seaward face of the dune barrier produced by the storms and a slight tendency of landward extension because illegal and irrational deforestation made by inhabitants. The breadth of dunes barrier varies between 50–60 m and the height between 2,5–3,5 m, with a net differentiation between dunes and foredunes.

Further to the north the sandy barrier R 49 – R 53 has moderate-narrow beaches, without foredunes and proper dune barrier. The actual dunes are very recently and they took birth beginning to summer 2000 by sand eolisation on the limit between over-wash fans and beach. Here and there

they joined forming sandy ridges (10–15 m width, 1,5–2 m height) that sketch a feable dunes barrier.

A specific feature of the sandy barrier is represented by the presence of transversal dune barriers built by overlapping on the seaward prolongations of continental levees from Să-

răturile chennier plain. Coastal dunes from this northern sector (R 52 - R 53) are a unique joining on the romanian shore between short transversal dune barrier (50–80 m length) obliquely laid to waterline (about 60°) and mobile dunes formed by colization of wash-over fans.

BIBLIOGRAPHY

- ANTHONSON, K.L., CLEMMENSEN, L., JENSEM, J.H., (1996), *Evolution of a dune from crescentic to parabolic form in response to short climatic changes: Rabjerg Mile, Skagen Odde - Denmark*, Geomorphology, 17
- ARENS, S.M., (1998), *Rates of eolian transport on beach in temperate humid climate*, Geomorphology, 22, 2
- ASH, J. E., WASSON, R.J. (1983), Vegetation and sand mobility in the Australian desert dune field, Z. Geomorph. N.F. suppl., 75, 7-25.
- BIGARELLA, J.J., (1969), *Dune sediments: characteristics, recognition, and importance*, Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists, 53
- BIGARELLA, J.J., BECKER, R.D., DUARTE, G.M., (1969), *Coastal dune structure from Parana (Brazil)*, Marine Geology, 7
- CARTER, R.W.G, WOODROFFE, C.D., (1994), *Coastal evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge Univ. Press, 517 p
- CENDRERO, A., FISCHER, D.W., (1997), *A procedure for assessing the environmental quality of coastal areas for planning and management*, J. Coastal Research, 13, 3
- GÂȘTESCU, P., DRIGA, B. (1984), *Long term evolution of the Black Sea Coast in front of the Danube Delta between Sulina and Sf. Gheorghe arms*, RRGGG, ser. geogr, T. 28.
- GÂȘTESCU, P. (1977), *Modificările țărmului Mării Negre în dreptul Deltei Dunării în perioada 1857 - 1975*, SCGGG, t XXIV
- GÂȘTESCU, P., DRIGA, B. (1984), *Long term evolution of the Black Sea Coast in front of the Danube Delta between Sulina and Sf. Gheorghe arms*, RRGGG, ser. geogr, 28
- GOLDSMITH, V., (1973), *Internal geometry and origin of vegetated coastal sand dunes*, J. Sed. Petrology, 43
- SIMEONI, U., CALDERONI, G., TESSARI, U., MAZZINI, E., (1999), *A new application of system theory to foredunes intervention strategies*, J. Coastal Research, 15, 2
- STOENESCU, S.M., (1965), *Regimul vânturilor pe litoralul românesc al Mării Negre*, Studii de hidraulică, IX-1
- TRACI, C., MĂNESCU, M., DRĂGUȚ, N., (1988), *Împădurirea nisipurilor din Delta Dunării*, Inst. Cerc. Amen. Silvice, 76 p
- VESPREMEANU, E. (1983), *Geomorphological evolution of the Sf.Gheorghe arm mouth in the last 200 years*, RRGGG, ser.geogr., t. 27
- VESPREMEANU, E., (1987), *Probleme de Geomorfologie Marină*, Ed. Univ. București, 128 p
- VESPREMEANU, E., Ștefănescu, D. (1988), *Present-day geomorphological processes on the Romanian Delta and Lagoon Littoral*, Analele Univ. București, XXXVII
- VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU, Șt., (2000), *Scarpuri de plajă pe țărmul românesc*, Comunicări de Geografie, IV
- WHITE, B.R., TSOAR, H., (1998), *Slope effect on saltation over a climbing sand dune*, Geomorphology, 22

Relieful litoralului lagunar din Razelm-Sinoe

Daniela STRAT

Cuvinte-cheie: litoral lagunar, barieră lagunară, câmpie lagunară, front lagunar, țărm, versant litoral, glacis litoral, glacis lagunar, câmpie marină, insulă, câmpie lacustră.

The Lagoon Littoral Relief of Romania. On the west coast of Black Sea, south of the Danube Delta, there is a lagoon littoral. The lagoon littoral as well as the Danube Delta is a young but very complex relief. It was formed as consequence of the impounding of the Halmirys gulf by a sand barrier-bar created by the sea. This paper analyzes the morphologic features of this lagoon littoral. The littoral is composed by lagoon plain, Razelm-Sinoe Plain, and lagoon front. The altitude of lagoon plain has values between 10 and -4 m. According to morphogenetic, morphographic and morphometric criteria, the lagoon plain differentiates in high plain (0 m ... 10 m), lacustrine plain (0 m...-4 m), swampy plain and lagoon glacis which is submerged by the water of lagoon. In the extent of lagoon plain there are few and small isle: Popina, Popinețul and Bisericuța. In fact, each of these isle represents an old inselberg that became isle after Flandrian transgression. The littoral lagoon front connects the lagoon plain with the continental shelf. It includes the shore, the littoral slope and the littoral glacis. The littoral front is the most dynamic part of the littoral lagoon, the part that records and emphasis every change from the littoral domain: the change of sea level, the storm activities and the sediment budget. Regarding the altitude, the littoral front is placed between inner limit of the shore (1,5-3 m) and the contact with the continental shelf (-40...-45 m). This paper also presents a regionalization of lagoon littoral from Romania and contains a map of this regionalization.

Introducere

Litoralul lagunar este un tip de litoral de acumulare format ca urmare a închiderii unor golfuri de către o barieră nisipoasă, numită barieră lagunară. Litoralul lagunar din România reprezintă o parte a litoralului danubian al Mării Negre. În cadrul acestuia, litoralul lagunar are o poziție mediană, fiind situat între litoralul deltaic la nord, și litoralul cu țărm cu faleze la sud. Litoralul lagunar s-a format în spațiul fostului Golf Halmirys al Mării Negre, ca urmare a procesului de acumulare pe fondul creșterii nivelului mării și a unui surplus de sedimente din domeniul litoral.

Identificarea formelor de relief lagunar a avut la bază cartarea pe teren și analiza mai multor profiluri geomorfologice (fig. 1), ținându-se cont de informațiile oferite de literatura științifică din domeniul geomorfologiei litorale precum și în conformitate cu nomenclatura internațională în domeniu. Criteriile de identificare a subunităților de relief litoral lagunar sunt de tip morfogenetic, morfometric, morfografic, morfolitologic și chiar geobotanic.

Între limita emersă a litoralului (contactul cu Podișul Dobrogei) și cea submersă (contactul cu șelful continental) au fost delimitate următoarele subunități de relief: câmpia lagunară, bariera lagunară, țărmul lagunar, versantul litoral lagunar, glacisul litoral lagunar (fig. 2). Sub aspect morfometric și morfografic în cadrul câmpiei lagunare se diferențiază mai multe trepte de câmpie.

Extensiunea litoralului lagunar variază între 45 și 85 km lățime. Această variabilitate dimensională este impusă de lățimea câmpiei lagunare și mai puțin de lățimea versantului litoral și a glacisului litoral, luate împreună. Se constată o creștere progresivă a lățimii țărmului submers de la sud la nord, lucru pus în evidență de distanța dintre linia apei și izobata de 10 m, considerată ca limită submersă a țărmului (1,2 km în fața Capului Midia, 6 km în dreptul lacului Zătonul Nou). În schimb, distanța dintre linia apei și izobata de 5 m este mai mare în dreptul câmpului Chituc și al câmpiei Leahova - Periteasca și foarte mică în fața barierei lagunare dintre Portița și Periboina.

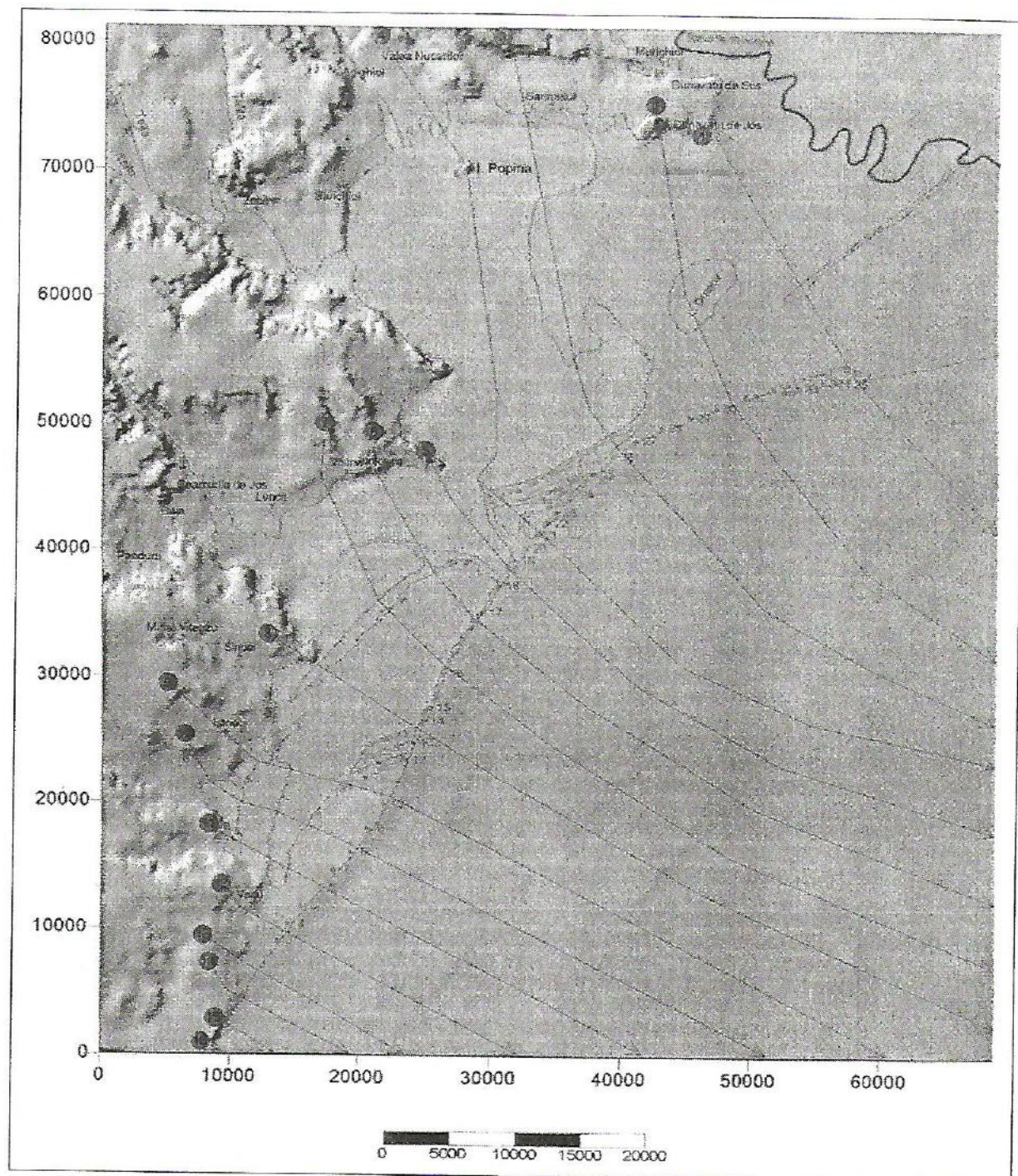


Fig. 1. Amplasarea profilelor geomorfologice

Panta reliefului este foarte mică în domeniul câmpiei lagunare și crește progresiv în domeniul submarin. Cea mai mare înclinare o are versantul litoral urmat de țărm și de glacisul litoral care realizează racordul cu șelful continental. Panta țărmului submers nu este uniformă. Sectorul de țărm cu cea mai mică declivitate, aflat în continuarea sectorului cu bare și

șanțuri, este terasa țărmului care are extensivitate largă (4-5 km) în jumătatea nordică a litoralului lagunar, între Portița și Zătonul Nou.

1. Câmpia Lagunară Razelm - Sinoc

Câmpia lagunară Razelm - Sinoc se desfășoară între muchia falezei activă la ultima transgresiune și actualul țărm lagunar. Între

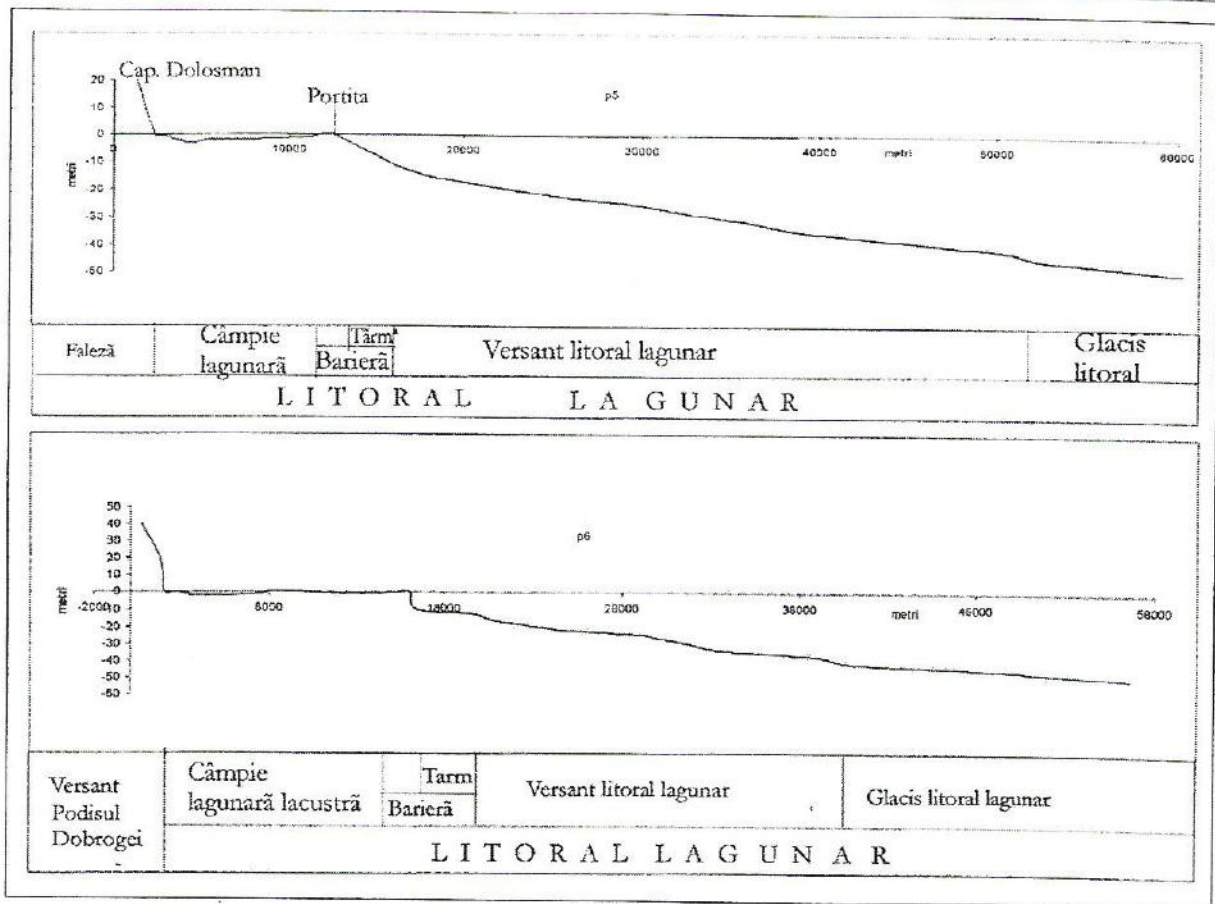


Fig. 2. Profiluri geomorfologice prin relieful lagunar cu relevarea subdiviziunilor

aceste limite, pe baza criteriilor morfometrice, morfografice și morfogenetice, au fost identificate mai multe tipuri de relief, toate grefate pe un vechi pediment, funcțional în timpul regresiei Riss II (150 000 ani B.P.) și Würm I - Würm II (50 000–15 000 ani B.P.). În ansamblu, relieful câmpiei lagunare este reprezentat printr-o succesiune de forme foarte ușor înclinate, situate între 8–10 m și puțin peste 0 m altitudine, în apropierea țărmului marin.

Tipurile de relief identificate sunt: câmpia lagunară înaltă, câmpia lagunară joasă lacustră, glacisurile lagunare submerse, câmpul marin, bariera lagunară, insulele (fig. 3).

1.1. Câmpia lagunară înaltă. Această câmpie este situată între 8–10 m altitudine (la contactul cu Podișul Dobrogei) și 0 m, linia țărmului lacustru. Are o înfățișare netedă și se continuă spre podiș cu un glacis care o racordează cu pedimentele și versantele acestuia, ea însăși derivând din aceste pedimente. Desfășurarea câmpiei este discontinuă, sectoare

înguste alternând cu altele mai extinse, ceea ce-i conferă un contur extrem de sinuos mai ales în dreptul văilor pe care avansează în interiorul podișului.

În unele sectoare, cum este cazul promontoriilor Dolosman, Iancina, Tașburun, câmpia lagunară înaltă lipsește, astfel încât Podișul Babadag intră în contact direct cu compartimentul lacustru al câmpiei lagunare. Promontoriile sunt și limite nete, date de faleză, între litoralul lagunar și Podișul Dobrogei.

Altitudinile mici, lipsa fragmentării dau un caracter monoton câmpiei. Pantele acesteia variază între 0,5° și 3°. Harta pantelor pentru sectorul nordic al câmpiei lagunare înalte relevă concordanța dintre hipsometrie și distribuția pantelor. Dominante sunt pantele de 0,5°, astfel încât racordul cu următoarea treaptă a câmpiei lagunare — glacisul lagunar — se face aproape insesizabil. În cadrul treptei hipsometrice de 0–10 m, 50% din suprafața acesteia este dominată de pante cuprinse între 0,5 și 1°.

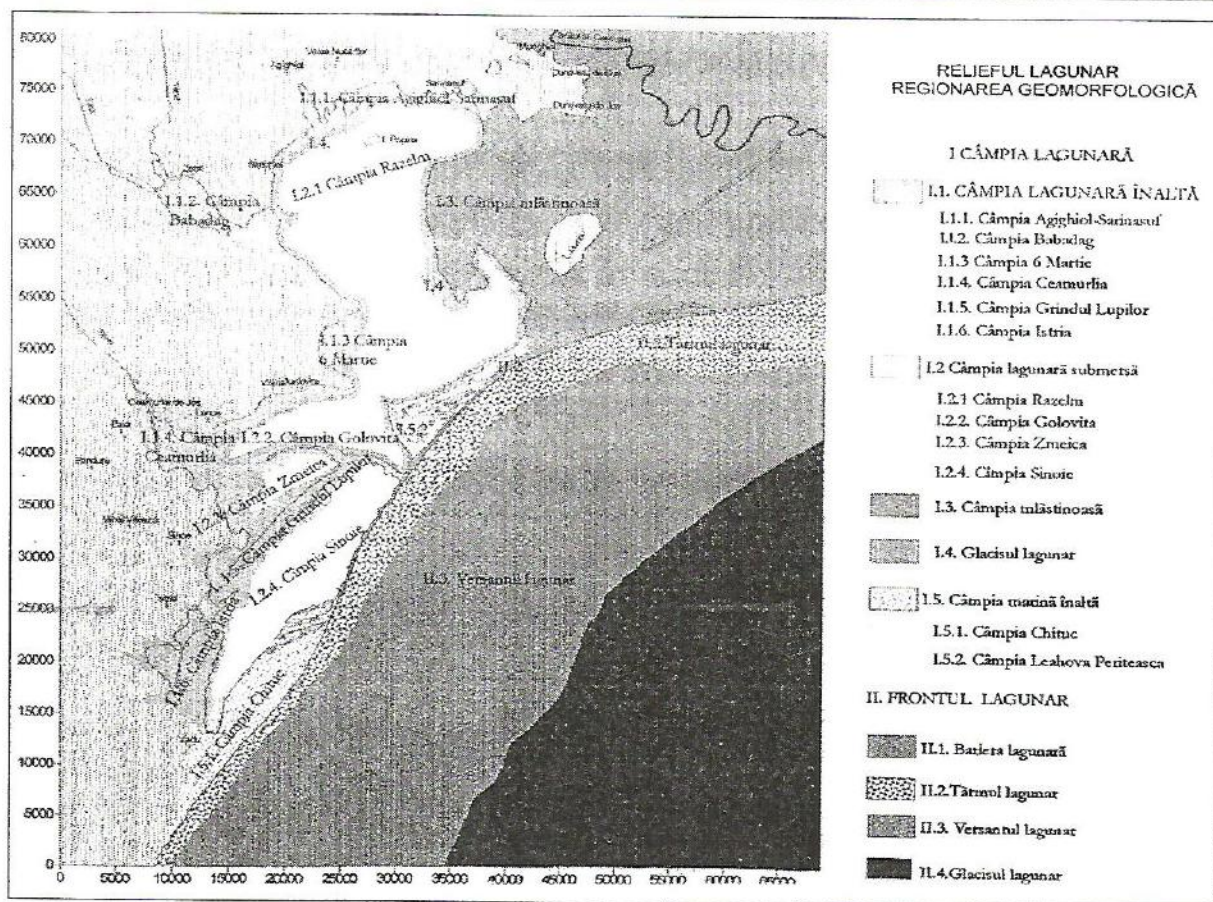


Fig. 3. Litoralul lagunar. Harta geomorfologică

Suprafețele cu pante cuprinse între $1,1^\circ$ și $2,9^\circ$ detin 21% din suprafață cartată. Racordarea cu Dealurile Tulcei se face prin intermediul unor versante cu pante ce trec treptat de la 3° la 10° și chiar mai mult. Aceasta diviziune a câmpiei lagunare ocupă o suprafață de 407,68 km, ceea ce reprezintă 25,62% din întreaga suprafață a câmpiei lagunare.

1.1.1. Falezile. În partea nordică și vestică a litoralului lagunar, pe aproape 200 km lungime, racordul acestuia cu Podișul Dobrogei este realizat prin intermediul unei faleze. Aceasta apare ca un abrupt decupat cu precădere în depozite de loess iar, local, în rocile calcaroase ale unor foste inselberguri. Această formă de relief — faleză — de natură erozivă, este opera abraziunii marine și nicidecum a eroziunii lacustre, ceea ce înseamnă că ea reprezintă vechiul țărm marin, conturul golfului care a fost închis, devenind astfel lagună. Ca urmare a acestui fapt, faleză are caracter relict. Ea se întinde între localitatea Sarinasuf și extremitatea sudică a lacului Sinoie.

După formarea lagunelor, evoluția falezelor, considerate un tip special de versant — versant costier — a fost controlată de abraziunea lacustră și de procesele agenților morfogenetici subaerieni (meteorizare, spălarea în suprafață).

În prezent, faleză vine în contact direct cu apele lacustre doar pe mici sectoare, cea mai mare parte fiind faleză inactivă, datorită formațiunilor de acumulare minerale și organice dezvoltate în fața ei. Actuala evoluție a falezelor inactive sau moarte este strict controlată de procesele subaeriene, aceasta comportându-se ca oricare alt versant continental. Falezile relictice sunt formate exclusiv din loess. Profilul lor vertical s-a modificat mult din cauza șiroirii, ravenării, tasării și a sufoziunii în loess. La degradarea falezei din loess contribuie și fauna: popândăii și păsările care prin galeriile și cuiburile pe care le sapă, favorizează infiltrarea apei de ploaie, slăbind în acest fel rezistența depozitului de loess și facilitând modificarea morfologică a falezei. Se adaugă influențele

antropozoogene. Pășunatul intens al oilor influențează stabilitatea falezelor atât prin degradarea vegetației, cât și prin acțiunea mecanică produsă de copitele animalelor.

Baza falezei este însoțită de un glacis de materiale coluviale provenite din retragerea ei sub acțiunea agenților morfogenetici subaerieni. Ca urmare a acestui fapt, profilul falezei este ușor convex-concav.

În funcție de specificul proceselor dinamice au fost diferențiate două tipuri de faleze: active lacustru, prin abraziunea lacustră și nonfuncționale.

Actualele porțiuni de faleză loessoidă activă sunt: țărmul nord-vestic al Lacului Istria pe o lungime de aproape 3 km și țărmul nord-vestic al Lacului Babadag pe circa 4 km. Se adaugă falezele decupate în promontoriile stâncoase: Dealul Tașburun, pe 2,5 km, Dealul Călugăra, Capul Iancina, Capul Doloșman.

Înălțimea falezei de loess coincide cu grosimea orizontului de rocă în care s-a format. Valorile maxime sunt de 8 m pe țărmul lacului Babadag (în dreptul localității Zebil) și de 5 m la lacul Nuntași. În calcare grezoase și gresii calcaroase, la promontoriile stâncoase, faleza este mult mai înaltă, culminând cu înălțimea de 25 m la Capul Doloșman. Acest promontoriu este cel mai înalt versant costier din România în care s-a format cea mai impresionantă faleză. La baza falezei, când nivelul Lacului Razelm scade, se poate observa o plajă pietroasă. Galeții provin din rulara materialelor desprinse prin procese de alterare din faleză și mai puțin prin procese de abraziune. Acest sector de țărm intră în categoria coastelor stâncoase înalte (*rocky coast*).

Indiferent dacă este din roci dure sau nu, o faleză activă este supusă proceselor de abraziune, procese ireversibile. Diferă, de la un sector la altul, doar rata eroziunii, rată care este controlată de duritatea rocilor și de forța valurilor, în cazul de față, de forța valurilor lacustre. Acțiunea valurilor lacustre este mult inferioară celor marine, astfel încât abraziunea este redusă, implicit rata de retragere a falezei. Panta profilului falezei active se apropie de 90°, ca efect al omogenității rocii din care este formată: loess și calcare.

1.2. Câmpia lagunară joasă cu caracter lacustru. Această diviziune ocupă cea mai mare suprafață în cadrul câmpiei lagunare. Ea se suprapune spațiilor ocupate de lacurile Razelm, Golovița, Zmeica și Sinoe. Din punct de vedere altimetric, această câmpie cuprinde suprafețele acoperite cu apă, încadrate de izobata de -2 m. În total, câmpia lagunară lacustră măsoară 759 km ceea ce reprezintă 48% din totalul câmpiei lagunare. Făcând abstracție de orizontul de apă, câmpia lagunară joasă este foarte netedă, pantele apropiindu-se de 0°, iar energia de relief nu depășește 2 m. Doar părțile marginale au pante cu puțin peste 0° (0,005°).

Depozitele sedimentare care o acoperă au atenuat rugozitatea reliefului fosil peste care s-a format. Depunerea materialului sedimentar a început încă din faza individualizării Golfului Halmirys. Aceste prime sedimente sunt reprezentate printr-un complex prăfos argilos de culoare cenușie cu numeroase cochilii de moluște marine. Urmează depozitele lacustre actuale cu o granulație fină, trecând gradat de la nisipuri la argile. Având în vedere adâncimea diferită la care s-a întâlnit roca de bază, grosimea întregului pachet sedimentar variază între 6 și 40 m.

Momentul începerii fazei lagunare și de schimbare a condițiilor ecologice este marcat paleontologic de depuneri masive de faună marină, faună care nu a putut supraviețui condițiilor de mediu nou create. Din acel moment sursa de sedimente terigene a devenit dominantă. Majoritare, sedimentele terigene, au fost și sunt cele de origine dunăreană, contribuind în acest fel la înălțarea câmpiei care la suprafață este acoperită de silturi și nisipuri fine. Contribuția materialului provenit din retragerea falezelor este modestă și se înregistrează doar în părțile periferice ale câmpiei lacustre, acest material contribuind mai ales la individualizarea glacisului lagunar submers.

1.3. Glacisurile lagunare submerse. Glacisurile lagunare submerse reprezintă forma de relief care racordează câmpia lagunară înaltă de câmpia lagunară joasă. Ele se desfășoară între -0,5 și -2 m. De aceea, energia de relief a glacisului lagunar este mai mare decât

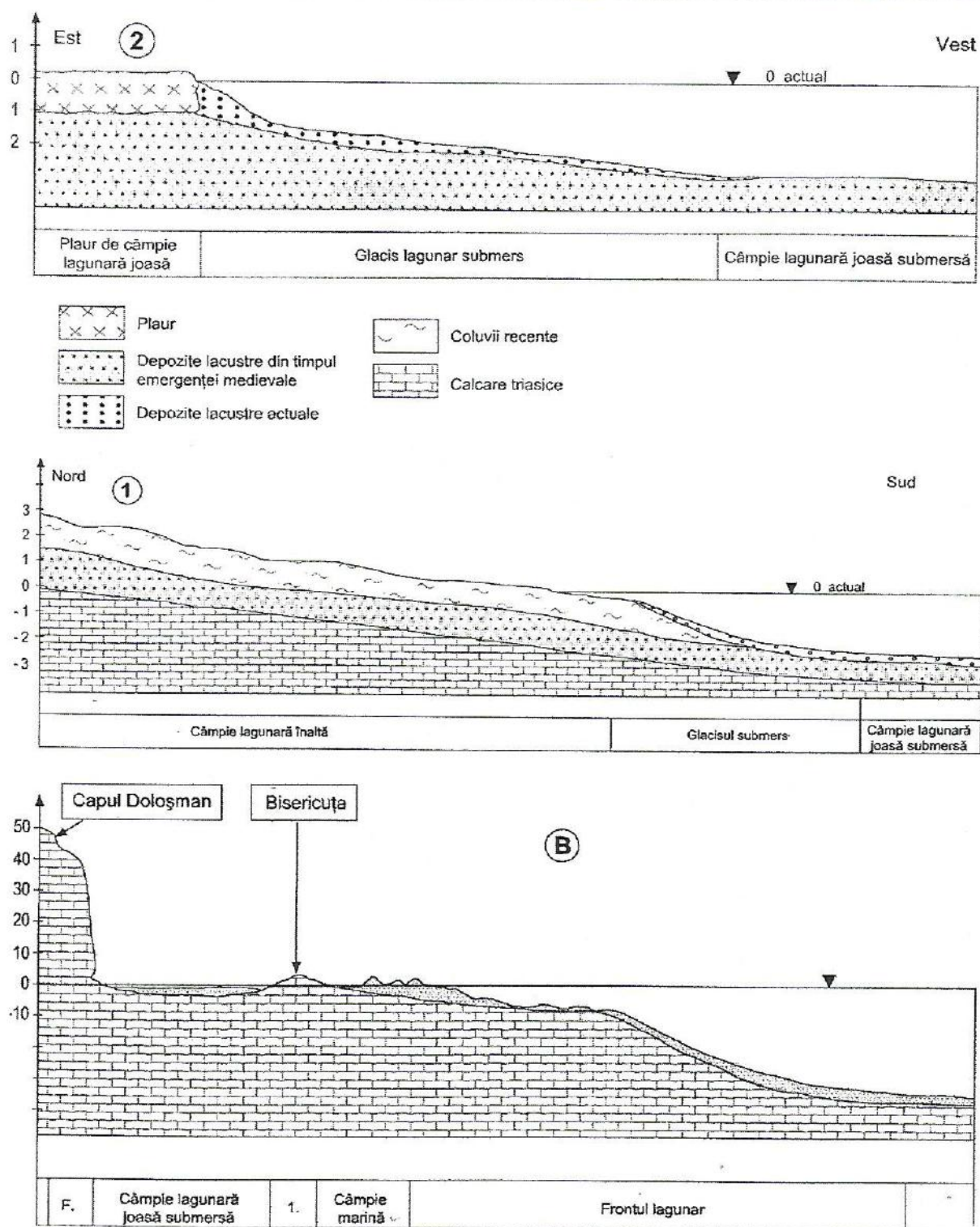


Fig. 4. Profiluri geomorfologice prin câmpia lagunară cu relevarea subdiviziunilor

energia câmpiei lagunare lacustre. Dacă în partea de nord și vest a câmpiei lagunare glacisul are caracter predominant mlăștinos, în est acesta este lacustru, făcând în acest fel legătura cu câmpia lagunară joasă acoperită cu plaur. În

continuare, spre sud, glacisul lagunar mărginește câmpul marin Leahova - Periteașca.

Geneza acestor glacisuri este legată de acumulările de materiale rezultate prin abraziunea lacustră și acumulările de materialele

aduse de râurile dobrogene, în special în timpul viiturilor. Ploile torențiale, deosebit de agresive, mai ales după lungi perioade de secetă, și substratul litologic favorabil, facilitează desfășurarea proceselor de pluviodenudare și torențialitate, în urma cărora sunt îndepărtate cantități importante de material de pe versanți, material ce ajunge în lagune.

Suprafața ocupată de glacisuri este restrânsă, de numai 139 km². De altfel, ele sunt prezente doar în compartimentul Razelm - Golovița al câmpiei lagunare. Glacisurile sunt supuse abraziunii lacustre.

Poziția glacisului lagunar în raport cu celelalte forme de relief este relevată în profilurile sinoptice realizate prin câmpia lagunară (fig. 4).

1.4. Câmpia marină înaltă. Acest tip de câmpie reprezintă relieful rezultat în urma juxtapunerii mai multor generații de bariere lagunare. În categoria acestui tip morfologic se diferențiază două subtipuri distincte: Câmpul marin Chituc și Câmpia marină Leahova - Periteasca.

1.4.1. Câmpul marin Chituc. El s-a format prin juxtapunerea mai multor generații de bariere nisipoase construite de curenții litorali alternativi cu direcție nord-sud, sud-nord pe fondul existenței unui exces de sedimente în domeniul litoral. Ținând cont de ritmul de acumulare care s-a înregistrat și în alte sectoare ale litoralului românesc, ca și de ritmul de acumulare din partea sudică a câmpului Chituc după ce procesele acumulative de pe țărm au fost monitorizate cu ajutorul rețelei bornate CSA/1962, credem că formarea Chiticului ca barieră a Lacului Sinoe s-a realizat într-un timp relativ scurt. După Marcian Bleahu formarea câmpului marin Chituc a durat circa 100–200 de ani. Ipoteza poate fi plauzibilă dacă se ține cont că:

- există suficient de mult material nisipos în spațiul țărmului;
- pe oricare coastă există momente de maximă acumulare, acumulare ce se realizează pe fondul schimbărilor de nivel ale mării, adică de creștere a acestuia;

În timpul perioadelor de creștere a nivelului mării (transgresiunea flandriană), cantități

mari de sedimente au fost eliberate prin eroziunea coastei, transportate și acumulate sub formă de bancuri, bariere, plaje și dune. Devenite emerse, barele de acumulare au generat noi linii de țărm. Asemenea procese au avut loc și pe coasta de vest a Mării Negre. Constanta „hrănire“ a țărmului cu sedimente a condus la înaintarea, la progradarea liniei țărmului. Noile bancuri formate au migrat și s-au sudat de cele vechi, realizându-se în acest fel extinderea câmpului marin Chituc.

Rapiditatea formării unei astfel de bariere poate fi asemănată cu formarea insulei barieră Sacalin. Această insulă când s-a ridicat peste fața apei în anul 1897 era situată la o depărtare de aproape 2,5 km de țărmul deltaic. În primele hărți ale Comisiunii Europene a Dunării insula nu este cartografiată. Pe Harta Serviciului Pescăriilor Statului (1909–1910) apare ca un început de cordon litoral. În 1994 lungimea Insulei Sacalin era de 13 km (E. Vespreamănu), iar capătul său nordic era foarte aproape de țărmul deltaic de la sudul guriile brațului Sf. Gheorghe. În vara anului 2000 se realizase sudura părții nordice a insulei cu delta.

Înaintarea spre mare a întregului țărm din dreptul câmpului Chituc a stagnat atunci când s-a atins un punct de echilibru. În plus, în timpurile contemporane, se înregistrează o scădere a aportului de material în sistemul țărmului. Mai mult, în prezent are loc eroziunea câmpului marin care a început în prima jumătate a secolului al XX-lea.

După toate probabilitățile, Chitucul s-a format posterior grindului Lupilor, grind care este mai vechi chiar decât Grindul Saele. Vârsta mai mică a câmpului marin Chituc în comparație cu cea a grindurilor amintite anterior este susținută și de argumente floristice și pedologice: pe Chituc au fost identificate doar 165 de specii de plante față de 270, respectiv 352 de specii, câte au fost inventariate pe celelalte două formațiuni de acumulare. Solurile de pe Chituc sunt soluri incipiente, cu un grad redus de solificare, și psamosoluri în timp ce solurile de pe grindul Lupilor și grindul Saele sunt mult mai evoluat.



Fig. 5. Dune pe câmpul marin Chituc

Dincolo de imaginea de ansamblu, aceea a unei suprafețe plane, de câmpie, foarte apropiată de nivelul mării, pe suprafața Chitucului pot fi identificate succesiuni de aliniamente ridicate, bariere nisipoase, despărțite de depresiuni alungite, ocupate de mlaștini și lacuri ce reprezintă locul de sudură a barierelor. De asemenea, pe unele porțiuni, aspectul vălurit al câmpului marin este dat de relieful dunar, format acolo unde depozitele de nisip au fost suficient de mari pentru a putea fi eolizate (fig. 5).

Dunele și depresiunile interdunare care le însoțesc sunt prezente mai ales în jumătatea sudică a Chitucului. De altfel prezența acestora dă și altitudinile maxime. Sectorul central al câmpului Chituc este cel mai înalt și cel mai lat, cu altitudini cuprinse între 2 și 4,5 m. Către sud, unde vine în contact direct cu Podișul Dobrogei, câmpul se subțiază mult și este fragmentat de depresiuni lacustre alungite — Buhazul Mare și Buhazul Mic, foste canale de legătură cu marea. Obturate o vreme, ca urmare a proceselor de intensă acumulare de țărm, în condițiile actuale, când domină procesele de eroziune și retragere a țărmului, există posibilitatea restabilirii legăturii dintre lacul Sinoe și mare. De altfel, în martie 1999, Buhazul Mare se vărsa în mare.

Sectorul nordic al câmpului Chituc este for-

mat dintr-o succesiune paralelă de mici lagune alungite și cordoane nisipoase cu dispunere NE-SV. Micile lagune poartă numele de "edighioluri".

Din punct de vedere litologic, câmpul marin Chituc este alcătuit din nisipuri a căror granulozitate variază de la fin până la mare. Aceste nisipuri sunt eolizate, fiind dispuse sub forma mai multor aliniamente de dune, orientate în conformitate cu direcția vânturilor dominante. Procesele de deflație și acumulare sunt mai intense acolo unde grosimea depozitelor este mare iar pânza freatică este la adâncimi mari sporind în acest fel lipsa de coeziune a particulelor de nisip. Slaba coeziune a nisipului și favorizarea deflației este sporită și de perioadele lungi de secetă, frecvente pe litoral. Generațiile vechi de dune, ca și depresiunile interdunare, sunt acoperite de vegetație. Stabilitatea dunelor și vegetația arenicolă instalată pe ele a favorizat procesele de solificare în sectorul central, mai înalt, al câmpului marin. Atât în latura dinspre mare cât și în cea dinspre Lacul Sinoe se manifestă procese active de eroziune și acumulare la țărm, mai intense în primul caz.

Câmpul marin Chituc are o suprafață de 77 km², o lungime de 28 km și o lățime maximă de 4,5 km.

1.4.2. Câmpia marină Leahova - Periteașca. Aceasta este o câmpie marină alcătuită dintr-o alternanță de bariere și mici lagune formate în procesul închiderii Razelmului. Relieful este foarte jos și mai variat decât cel al câmpului Chituc. Lagunele mai mari, prinse în această câmpie, sunt Leahova Mare, Leahova Mică, Coșna și Periteașca. Ele s-au format între grindul Coșna (situat la contactul cu apele Razelmului), grindul Râ nec, aflat în partea mediană a câmpiei, și bariera externă, dinspre mare, ce apare ca o prelungire foarte îngustă a grindului Perișor.

Altitudinea grindului Coșna este foarte mică, apropiată de 0 m. Din această cauză este un teritoriu mlăștinos, dominat de o vegetație caracteristică, iar țărmul lacului Razelm este de natură biogenă.

Grindul Râ nec apare ca o digitație a grindului Perișor, care pornește din dreptul punctului Periteașca. Grindul Râ nec este mai înalt decât grindul Coșna astfel încât prezența depozitelor de nisip mobile a permis formarea de mici dune între care se află mici depresiuni, unele mlăștinoase și intens sărăturate.

Lățimea complexului de lagune din cadrul acestei câmpii este de 2–6 km, cuprinzând o multitudine de cordoane mici care converg spre insula Bisericuța în vest și spre grindul Perișor în nord-est.

Bariera lagunară este bine consolidată între Periteașca și Pahane - Râ nec. În cadrul său se remarcă prezența unui relief dunar dar fără cordoane bine consolidate ca în cazul Chitucului. Spre sud, către Gura Portiței, bariera este fragmentată și subțire. La furtuni mari, ea este transgresată de mare când valurile depășesc 2 m înălțime.

1.5. Bariera lagunară actuală. Este sectorul cel mai îngust și cel mai fragil al întregului complex acumulativ care a individualizat litoralul lagunar Razelm - Sinœ. Ea se desfășoară între Portița și Edighiol pe o lungime de circa 15 km. Cu o lățime de maxim 250 de metri, bariera lagunară are o dinamică foarte activă, pe lungimea sa alternând sectoarele de acumulare cu cele de eroziune, acestea din urmă fiind dominante, fapt evidențiat la nivelul morfologiei țărmului dinspre mare și la ni-

velul frontului lagunar.

Între Edighiol și Periboina aspectul barierei este acela al unei suprafețe plane, ușor înclinată către lagună. Ușoarele vâlvuriri sunt date de vechi generații de dune, estompate de vegetație. Limita externă a plajelor, acolo unde există, și a benciului de eroziune este marcată de un scarp de eroziune, deasupra căruia se află conuri de rever. Prezența scarpurilor în tot lungul țărmului relevă faptul că bariera este afectată puternic de eroziune. În unele locuri, cum este la Periboina, scarpurile tăiate în depozite alternante de nisip și falună depășesc un metru înălțime.

Bariera alcătuită dintr-o succesiune de orizonturi de nisip și falună. În unele sectoare, depozitele cochilifere care alcătuiesc bariera sunt masive, grosimea lor depășind un metru. Deschiderile realizate de eroziune dovedesc acest fapt.

Pe lângă îngustarea datorată eroziunii, bariera lagunară suferă un proces de translație, de migrare spre lagună. Migrarea se înscrie în procesul unic de dezvoltare a bancurilor submarine și a barierelor litorale, în cazul unei mări al cărei nivel se ridică treptat. De asemenea, alcătuirea sa din materiale necoezive, nisip și debriuri cochilifere ușurează această deplasare pe o platformă suport, numită cel mai adesea *platformă spit*. Motorul care impulsionează această migrare sunt valurile de furtună. Ele reușesc să traverseze sectoarele înguste ale barierei și să depună materiale transportate pe partea dinspre lagună a barierei. Doveda faptului că bariera lagunară migrează către vest este aceea că suprafața tuturor barierelor litorale ale Mării Negre coboară în direcția uscatului (V.P. Zencovici).

Lucrările de amenajare a complexului lagunar au ocazionat cercetarea cauzelor care stau la baza retragerii barierei lagunare. Din 1910, când s-a realizat o cartografiere la o scară convenabilă a Deltei Dunării și a litoralului lagunar (harta realizată de ing. I. G. Vidrașcu), și până în prezent, bariera lagunară ce separă lacul Sinœ de mare a suferit transformări importante.

În 1953, Gh. Bârcă scria: „actualul cordon este în genere cu 25–75% mai îngust decât cordonul din 1910. El a fost împins spre incinta la-

cului, așa cum dovedește un strat de pământ vegetal în grosime de 1 m, bogat în rizomi de stuf vechi, carbonizat, situat la 1–2 m adâncime sub actualul nivel al cordonului“. După autorul citat, cauza acestor transformări este eroziunea provocată de curenții litorali și de valuri, eroziune care a provocat și apariția unor breșe în barieră care au rezistat mai mult timp.

După V. Cotovu, bariera lagunară din dreptul Lacului Sinoe, raportată la dimensiunile și poziția ei în 1911, a fost supusă unei eroziuni și retrageri intense, cu un maxim în dreptul gurii (*inlet*-ului) Periboina. Rata de retragere în prima jumătate a secolului al XX-lea a fost în medie de 4–5 m/an. Cauza era pusă pe seama acțiunii erozive a valurilor. Amenajarea hidrotehnică a complexului lacustru Razelm-Sinoe a necesitat închiderea definitivă a Portiței și asigurarea unui regim intermitent de funcționare a deschiderii Periboina. Oricum, în timp, s-a observat că după încetarea furtunii, marea nu mai astupa toate breșele temporare, situație realizabilă în condițiile unui nivel constant al mării. Deci, persistența unora dintre breșe și transferul materialului sedimentar peste barieră în lagună poate avea loc numai în condițiile schimbării raportului dintre nivelul mării și cota țărmului, situație realizabilă fie prin subsidența țărmului, fie prin înălțarea eustatică a nivelului mării. Măsurătorile de nivel ale Mării Negre pe parcursul ultimului secol, ca și analiza unor situații similare în alte zone ale lumii, pledează pentru susținerea ideii că migrarea barierei este cauzată de creșterea nivelului mării. Așa se explică că, deși retragerea țărmului față de reperele fixe existente pe litoral are loc cu o rată semnificativă, bariera nu a dispărut.

O dată cu îngustarea barierei a crescut numărul și frecvența rupturilor în lungul ei, rupturi provocate de valuri în timpul furtunilor când se produc diferențe mari de nivel între mare și lagună. În perioada 1952–1971, în bariera lagunară Sinoe au avut loc 35 de rupturi (A. Breier, 1976). După 1972, integritatea barierei a fost întreținută artificial prin consolidarea acesteia cu blocuri de rocă. Sectorul cel mai vulnerabil este situat între Gura Portiței și ex-

tremitatea nordică a câmpului marin Chituc. Între aceste limite bariera are cea mai mică lățime, în unele sectoare fiind de numai 70–80 m.

Retragerea barierei prin procese erozive și migrarea acesteia către lagună este vizibilă pe țărm: plajele s-au îngustat foarte mult sau chiar lipsesc pe unele sectoare, locul lor fiind luat de scarpuri decupate în depozite nisipoase ori biogene, și de benciuri de eroziune. Aliniamente de dune vechi, fixate cu vegetație ierboasă și arbustivă, sunt erodate de valuri, iar pe fața plajei apar la zi argile și silturi cenușii cu rizomi de stuf, dovadă a unui mediu de sedimentare diferit de cel al țărmului marin adică a unui mediu lacustru liniștit cu ape puțin saline, favorabile dezvoltării stufului.

Corespunzător proceselor dominante din domeniul țărmului și efectelor morfologice ale acestora, pot fi diferențiate două categorii distincte de barieră:

- barieră lagunară în retragere paralelă, afectată de eroziune în special la nivelul țărmului emers; este cazul sectorului de barieră Portița. În dreptul acestei bariere, profilul țărmului submers reliefează o terasă a țărmului bine dezvoltată pe care s-au format două aliniamente de bare.

- barieră lagunară cu retragere paralelă pe câmpia lagunară lacustră, așa cum este bariera lagunară Sinoe.

Întreaga barieră lagunară ocupă o suprafață de 18,32 km², ceea ce reprezintă 1,16 % din întreaga suprafață a câmpiei lagunare.

1.6. Insulele. În interiorul câmpiei lagunare lacustre Razelm - Golovița se găsesc insulele Popina, Bisericuța, Grădiștea Mare, Grădiștea Mică (Popinețul). Originea lor este legată de procesele de pedimentare care au afectat Dobrogea. Ele reprezintă inselbergurile pedimentelor inundate de transgresiunea flandriană. Dintre toate aceste insule, cea mai mare este Insula Popina. Ea are o suprafață de 102,5 ha și altitudinea maximă de 47 m.

Popina, cel mai mare dintre inselbergurile transformate în insulă, este situată în partea nordică a Lacului Razelm (fig. 3). Profilul său pe direcția est-vest este asimetric, dezvoltându-i originea. Țărmurile abrupte din est sunt

înlocuite de țărături joase în vest, țărături care se pierd treptat în apele lacului după un profil ușor concav. Asimetria și aspectul profilului sunt caracteristice inselbergurilor. Pe de altă parte, abruptul estic al insulei poate fi o consecință a abraziunii marine de pe vremea când valurile mării din timpul transgresiunii flandriene și a celor care au precedat-o se spărgeau de țărmurile insulei Popina.

Popina este o insulă calcaroasă. Aceleași calcare biosparitice masive — cenușii, albicioase și roșietice — de vârstă triasică aparținând Pânzei Tulcea alcătuiesc și insula Popina. Ele apar la zi în deschiderile din falezele țărmului nordic ale insulei și, în petice, în partea superioară a insulei, către cota maximă de 47 m. Calcarele sunt fosilizate de o pătură de loess cu o grosime variabilă, atingând chiar 10 m.

Țărutul de nord al insulei este înalt, cu faleze active ce ajung până la 15 m înălțime. Abraziunea lacustră scoate la zi calcarele din baza loessului, calcare ce prezintă un ridicat grad de alterare. Pe lângă abraziunea lacustră, falezele loessoide sunt afectate de procese de modelare specifice loessului: sufoziune, desprinderi columnare, prăbușiri. Numeroasele hornuri de sufoziune, ravenele adânci, materialele prăbușite care glacisează baza falezei întregesc imaginea unui relief de tip *badland*.

În partea de est a insulei, deși țărmul este abrupt, procesele actuale sunt mai puțin evidente. Ploile torențiale ocazionează organizarea unei rețele torențiale, dar nu suficient de puternică pentru a scoate roca la zi. Este și motivul pentru care acest sector de țărm are o stabilitate mult mai mare comparativ cu țărmul nordic.

Jumătatea estică a țărmului de sud este cu faleză din loess, însă doar pe mici porțiuni aceasta este activă. În rest, faleza este supusă proceselor de modelare subaeriană, glacisul proluvio - coluvial de la baza scoțând-o de sub acțiunea valurilor lacustre. Către vest, glacisul loessoid face racordul cu o zonă mlăștinoasă, dominată de stuf. Tot în această parte a țărmului sudic se găsește o mică plajă, lată de maxim 4–5 m și alcătuită exclusiv din nisip biogen, foarte fin triturat.

Spre vest, către partea mediană a insulei, altitudinea scade foarte mult, către 0 m, lucru ce a favorizat înmlăștinirea și dezvoltarea unei vegetații palustre pe o suprafață întinsă. Dincolo de această suprafață mlăștinoasă, relieful se înalță ușor. Exceptând sectoarele mlăștinoase, vegetația insulei Popina este ierboasă, tipic de stepă. În cadrul Rezervației Biosferei Delta Dunării, Insula Popina este inclusă în categoria ariilor strict protejate.

Insula Bisericuța se află în extremitatea sudică a lacului Razelm. Ea saltă deasupra nivelului apei cu numai 9 m, are o suprafață mult mai mică decât precedenta iar suprafața ei este foarte netedă. Această insulă este prinsă printr-un dublu tombolo în câmpia marină lagunară Leahova-Periteașca. Insula Bisericuța este situată vizavi de Capul Doloșman, la o depărtare de numai 2,4 km, cu care, de altfel, submers face corp comun, provenind din aceeași unitate structurală.

La intrarea în lacul Babadag, se află Insula Grădiștea Mare, cu o suprafață de 1,5 ha și o altitudine maximă de 14,6 m, formată de asemenea din calcare. Printr-o formațiune de acumulare de tip tombolo este legată de țărmul dobrogean.

2. Frontul litoral lagunar

Frontul lagunar, relieful complex și dinamic din fața câmpiei lagunare, este situat în continuarea frontului litoral deltaic. Profilul său transversal se îngustează mult către sud, astfel încât, dincolo de latitudinea orașului Constanța, caracteristicile morfologice ale litoralului diferă de cele din nord.

Frontul lagunar este o formă de relief ce se desfășoară atât subaerian — prin țărmul emers — dar mai ales submarin. Acesta se întinde din dreptul Lacului Zătonul Nou (Zătonul Mare) și până la Capul Midia. Extensiunea submarină este maximă, racordul cu șelful continental realizându-se aproximativ la adâncimea de 45–50 m. Lățimea frontului lagunar crește de la nord la sud. Dacă la Portița lățimea medie a frontului lagunar este de 25 km, în jumătatea sudică a litoralului lagunar aceasta atinge 40 km. Pe profilurile transver-

sale realizate prin litoralul lagunar pot fi identificate următoarele subunități: țărmul lagunar, versantul litoral și glacisul litoral (fig. 2).

2.1. Țărmul lagunar. Dintre toate subunitățile litoralului, țărmul este subunitatea cu cea mai accentuată dinamică.

Deși există opinii diferite în ceea ce privește definirea țărmului ca formă de relief (țărmul este sinonim cu plaja, țărmul este sinonim cu litoralul, țărmul este o unitate de relief cuprinsă între limita cea mai joasă a refluxului și linia maximă atinsă de *swash* la fluxul cel mai înalt), totuși, formularea cea mai potrivită și conformă cu realitatea este aceea că „țărmul este relieful construit sub influența valurilor și a curenților în perioade de timp de ordinul 10^2 ani“. În profil transversal este delimitat la partea inferioară de muchia terasei țărmului unde se înregistrează frecvent acțiunea valurilor, iar la partea superioară de linia atinsă de cele mai înalte valuri (E. Vespremeanu, 1981, 1984, 1987).

Țărmului îi este proprie o dinamică activă întreținută de valuri și curenți. Este locul cu cele mai intense procese de transformare a materiei și a energiei din sistemul litoral, locul de acumulare a stocului de nisip disponibil, nisip care este preluat și transportat de valuri și curenți (driftul de țărm, driftul de plajă, curenții *rip*) în profilul transversal și longitudinal al țărmului. Cel mai important rol în transportul sedimentelor revine driftului de țărm, curent derivat din curentul longitudinal de țărm.

Driftul de țărm care se manifestă de-a lungul țărmului printre șanțurile dintre bare, transportă, alternativ, cantități mari de nisip ce se mențin în majoritatea cazurilor pe terasa țărmului și pe plaje.

Curenții *rip* controlează stocul de nisip în cadrul profilului transversal al țărmului. Acești curenți, orientați perpendicular față de linia apei și având deseori forțe foarte mari, sunt responsabili de scoaterea din sistemul țărmului a unor cantități importate de nisip care rareori mai revin.

Mișcarea sedimentelor în domeniul țărmului este complexă. Ea trebuie urmărită între sursă, locul de proveniență al sedimentelor, și depozite, locul unde se depun sedimentele. Medii-

le de sedimentare ale depozitelor nisipoase sunt fața țărmului, plajele, dunele costiere barele și spiturile submerse. Golirea unuia dintre aceste depozite are ca efect umplerea altora.

Țărmul lagunar Razelm - Sinoe este extrem de complex. Au fost identificate sectoare de acumulare (sud Chituc, Perișor) în care s-au dezvoltat toate elementele țărmului emers (dune, bermă de iarnă, bermă de vară, bare submerse) și sectoare de eroziune, fără plaje.

Subunitățile de relief întâlnite în cadrul țărmului lagunar sunt: dunele, plajele, conurile de rever, benciurile de eroziune, terasa țărmului.

2.2. Versantul lagunar. Următoarea subunitate a litoralului lagunar este versantul lagunar. Acesta se desfășoară între -10 m, limita submersă a țărmului, și izobata de -30 m. De-a lungul litoralului, lățimea versantului litoral variază între 10 și 25 de kilometri. Lățimile minime le are în extremitatea nordică, la contactul cu versantul litoral deltaic și în partea sudică în dreptul Capului Midia, de unde, către sud, configurația reliefului litoral se schimbă. Desfășurarea maximă a versantului litoral este în partea mediană a litoralului lagunar, adică de la Periboina până la Perișor.

În profil transversal morfologia versantului lagunar este puțin diferită. Larga extensiune în lățime a versantului lagunar face ca atât panta generală cât și pantele între principalele trepte batimetrice să fie mai mici decât panta medie a întregului versant litoral de pe coasta de vest a Mării Negre.

Întrucât versantul litoral este asemenea unui versant subaerian, el s-a format prin procese de eroziune și acumulare care s-au suprapus peste profilul pedimentului care funcționa anterior ultimei transgresiuni marine. Dacă procesele de eroziune persistă o perioadă îndelungată de timp, versantul litoral „tinde să se extindă ștergând cea mai mare parte a țărmului“. De remarcat că sectorul cel mai extins al versantului litoral se află în dreptul porțiunii celei mai înguste a barierei lagunare, afectată de procese de eroziune.

Depozitele marine întâlnite pe versantul continental, în partea superioară a acestuia, până la -15 m adâncime, sunt alcătuite din nisipuri foarte fine și silturi grosiere.

2.3. Glacisul litoral. Trecerea de la versantul

litoral la câmpia șelfului se realizează printr-o formă de racord numită glacis litoral (fig. 2). Ca și în cazul glacisurilor de la baza versanților subaerieni, glacisul litoral este o formă de relief care unește două suprafețe cu morfografie și cu pante diferite: una abruptă-versantul lagunar și una netedă — șelful continental.

Urmărind profilurile transversale (fig. 2), se poate observa că glacisul litoral lagunar are o formă ușor concavă cu o pantă foarte redusă. În lungul litoralului, desfășurarea glacisului lagunar este relativ uniformă. Extensiunea sa în lățime are aceleași caracteristici ca și în cazul versantului litoral: este foarte îngust la extremități și foarte extins în partea mediană, lățimea sa fiind mult mai mare decât cea a versantului litoral.

Din punct de vedere batimetric, glacisul litoral lagunar se desfășoară între izoliniile de -30 m și -45 m. Dacă limita superioară, cea care realizează contactul cu versantul litoral este rectilinie, limita externă este festonată, înscriindu-se în caracteristicile morfologice ale glacisurilor. La formarea glacisului au contribuit procese erozive și acumulative controlate de mediul acvatic care astfel i-au imprimat o anumită complexitate morfologică. În cadrul glacisului lagunar pot fi identificate mici forme depresionare, văi submarine, acestea din urmă mulându-se pe traseul văilor încrustate pe suprafețele pedimentelor de dinaintea stabilizării actualului nivel al mării.

3. Regionarea reliefului câmpiei lagunare

Având la bază harta geomorfologică a litoralului lagunar, în cadrul marilor unități morfologice identificate, în aproape toate cazurile, au fost separate mai multe subdiviziuni folosind criterii de ordin genetic, morfologic și de poziție în raport cu unitățile vecine. Acestea sunt:

3.1. Câmpia lagunară înaltă. Reprezintă treapta de relief cea mai înaltă din cadrul litoralului lagunar, un sector relict din vechile pedimente care alcătuiau o mare câmpie costieră anterior creșterii nivelului Mării Negre la cotele actuale. Deține un sfert din suprafața actuală a câmpiei lagunare și are o desfășurare discontinuă, dar care, în ansamblu, circumscrie dome-

niul lacustru al litoralului lagunar. De asemenea, câmpia lagunară înaltă este singura diviziune în care, în cadrul profilului litologic, depozitele cuaternare care apar la zi și care au constituit roca mamă pentru învelișul de sol, sunt depozite continentale — loess.

3.1.1. Câmpia lagunară înaltă Agighiol - Sarinasuf. Se află în partea de nord a câmpiei lagunare, între Valea Agighiol la vest și culoarul Beibugeac - Sarinasuf. Limita nordică, cu Dealurile Tulcei, este reprezentată de conturul falezei pleistocene mai mult sau mai puțin modificate de procesele de pantă.

Aspectul de ansamblu este acela al unei suprafețe netede care coboară către apele Lacului Razelm. Monotonia acestei câmpii cu pante foarte mici (sub 5°) este întreruptă de mici martori de eroziune mulați de loess. Contactul cu apele Razelmului se realizează printr-o bordură mlăștinoasă invadată de stuf.

Sectorul sud estic al câmpiei, între Caraibil și Sarinasuf, interceptează culoarul depresionar Murighiol - Sarinasuf, în cadrul căruia sunt dumece imprimă un caracter vălurit reliefului.

Sectorul Agighiol - Valea Nucarilor are aspect de golf. El este cuprins între Dealul Cununa, la est, și Dealul Cairace la vest. Altitudinea acestui sector crește ușor către bordura dealurilor, pe măsură ce depozitele proluviale și coluviale cresc în grosime. Limanele Agighiol și Calica, aflate într-un stadiu înaintat de colmatare, întrerup continuitatea câmpiei netede. În sud, câmpia apare ca o treaptă de 4-5 m altitudine.

3.1.2. Câmpia lagunară Babadag. Aceasta se prezintă ca un appendice al câmpiei lagunare, fiind mult extinsă în amonte pe valea Taița. În cadrul său se distinge o suprafață lacustră, reprezentată de Lacul Babadag, o suprafață mlăștinoasă, foarte extinsă în sud la contactul cu Razelmul, și o fâșie emersă, îngustă, cu caracter de glacis.

3.1.3. Câmpia lagunară înaltă 6 Martie. Aceasta ocupă o suprafață restrânsă în comparație cu celelalte subdiviziuni. Ea se află în partea de est a litoralului lagunar, între Capul Iancina și Capul Doloșman. Este lipsită de continuitate și nu face corp comun cu diviziunile mai sus numite din cauza întreruperilor impuse de capurile Doloșman și Iancina.

3.1.4. Câmpia înaltă Ceamurlia. Aceasta pătrunde spre vest, pe valea Slava, până la aceeași longitudine cu Câmpia Babadag, însă este mult mai extinsă în lățime decât precedentă. Câmpia este foarte netedă, cu pante de 1–2° și fără martori de eroziune cum este în cazul Câmpiei Agighiol - Sarinasuf.

3.1.5. Câmpia lagunară înaltă Grindul Lupilor. Ea include Grindul Lupilor, care a închis laguna Sinoe, precum și perimetrul dintre Capul Sinoe și Capul Dese. Este orientată pe direcția NE–SV, paralel cu bariera lagunară, pe o lungime de circa 15 km, între golful aflat la sud de promontoriul Movila Sinoe și Lacul Golovița. Datorită acestei orientări, Grindul Lupilor este considerat ca o formațiune de acumulare dintr-un stadiu mai vechi, o altă linie de țărm care a condus la izolarea domeniului lagunar, și ca atare este mai vechi decât câmpul marin Chituc.

Capătul nordic al Grindului Lupilor, împreună cu un alt grind ce pornește de la Gura Porțița, separă Lacul Golovița de Lacul Zmeica. Lățimea grindului este aproximativ constantă, circa 1,5 km, exceptând extremitatea sudică. Partea mediană, cu o altitudine medie de 1 m, este netedă. Relieful de detaliu este estompat de vegetație. Laturile externe, țămurile grindului, sunt bordate de zone mlăștinoase.

3.1.6. Câmpia lagunară înaltă Istria. Aceasta include grindul Saele și arealul vecin podișului până la izohipsa de 10 m. În partea de nord-est a grindului Saele se află un martor de eroziune, format din șisturi verzi, pe care în secolul al V-lea î.Chr. grecii au construit cetatea Histria, port la Marea Neagră. Declinul cetății, pe lângă o serie de cauze de ordin istoric, este legat și de izolarea acesteia de mare o dată cu formarea lagunei Sinoe.

Grindul Saele este orientat nord-sud, are o lungime de circa 10 km și o lățime medie de 3 km. Deoarece în sud grindul este sudat de podiș, apărând ca o peninsulă a acestuia, mai este numit și Peninsula Istria. Aspectul general este acela de suprafață netedă. Areale întinse, ușor vâlurite, sunt întrerupte de mici depresiuni lacustre și mlăștinoase. Eventualele

microforme sunt mascate de o vegetație extrem de abundentă, dezvoltată neîngrădit după ce peninsula a devenit rezervație naturală, zonă strict protejată.

Ultimele două diviziuni ale câmpiei lagunare înalte sunt de origine marină astfel încât sunt foarte tinere în comparație cu celelalte care sunt parte din pedimentele inundate de mare.

3.2. Câmpia lagunară joasă submersă sau lacustră. În această categorie intră suprafețele acoperite de apă și formează compartimentele lacustre ale litoralului lagunar. Făcând abstracție de orizontul de apă, această câmpie este extrem de netedă, cu pante mai mici de 0,01%. Suprafețele încadrate de izobata de –2 m aparțin acestui tip de câmpie.

3.2.1. Câmpia lagunară submersă Razelm. Are cea mai mare extensiune (fig. 3). La est, ea prezintă două intrânduri date de Golful Holbina și Golful Fundea, realizând astfel un contur sinuos la contactul cu zona mlăștinoasă Dranov. În cuprinsul ei se află insulele Popina și Popinețul. Evoluția în regim natural a fost modificată ca urmare a intervențiilor antropice. Este vorba despre amenajările cu scop piscicol, coordonate de Grigore Antipa la începutul secolului al XX-lea, precum și de lucrările hidrotehnice din a doua jumătate a secolului al XX-lea când Lacul Razelm împreună cu lacurile Golovița și Zmeica au fost transformate în rezervoare de apă dulce pentru sistemul de irigații din Dobrogea de Nord.

3.2.2. Câmpia lagunară submersă Golovița. În raport cu celelalte unități submerse, compartimentul Golovița are o poziție transversală, orientată est-vest și aceleași trăsături morfologice ca și precedentă.

3.2.3. Câmpia lagunară submersă Zmeica. Este cea mai mică diviziune dintre câmpiile submerse. Are caracter de insulă în cadrul câmpiei lagunare înalte, fiind încadrată de grindul Lupilor la sud, și formațiuni de acumulare și mlăștinoase, la nord.

3.2.4. Câmpia lagunară joasă submersă Sinoe. Are o formă alungită pe direcția nord-sud și este situată între câmpiile lagunare înalte Grindul Lupilor și Istria la vest și bariera lagunară și câmpul marin Chituc, la est.

3.3.5. Câmpia lagunară joasă submersă acoperită cu plaur. Aflată în partea de est a Câmpiei Razelm, acest compartiment al „Insulei Dranov” reprezintă un stadiu evolutiv al câmpiei lagunare, stadiu ce urmează celui lacustru (fig. 3). În procesul de colmatare, de dezvoltare a plaurului, au fost izolate incinte lacustre dintre care cea mai mare este Dranov. Câmpia este fragmentată de o rețea de gârle și canale antropice care asigură legătura Lacului Razelm cu brațul Sf. Gheorghe. Este vorba despre canalele Dranov, Dunavăț, Mustaca. De altfel, aluviunile venite din Dunăre au dus la înălțarea fundului lagunei pe care s-a putut dezvolta plaurul.

Plaurul este o asociație vegetală formată în principal dintr-o „țesătură” de rizomi de stuf (*Phragmites* sp.) și reprezintă o formațiune fito-hidro-pedologică a zonelor lacustre puțin adânci, cu apă curată, filtrată prin zonele de stuf.

3.4. Glacisurile lagunare submerse. Acestea circumscriu câmpiile lacustre Razelm, Golovița și Zmeica. Ele sunt o treaptă de record între câmpia lagunară înaltă și câmpia lagunară lacustră și dețin o suprafață restrânsă comparativ cu subunitățile de relief pe care le separă.

3.5. Câmpia marină înaltă. Această câmpie s-a format prin procese de acumulare și eroziune desfășurate sub controlul Mării Negre. Pe baza criteriilor morfologice au fost separate două subunități: câmpia marină înaltă Chituc și câmpia marină înaltă Leahova-Periteașca.

3.5.1. Câmpia marină înaltă Chituc. Această câmpie este un câmp marin cu o altitudine medie de circa 1,2 m, format dintr-o succesiune de alinamente ridicate, bariere nisipoase, despărțite de depresiuni alungite, ocupate de mlaștini și mici lacuri ce reprezintă locul de sudură a barierelor.

Mult mai evoluată decât câmpia marină înaltă Leahova - Periteașca, este dominată de relieful dunar. În sectorul central, altitudinile sunt cuprinse între 2 și 4,5 m.

3.5.2. Câmpia marină Leahova - Periteașca. Este formată dintr-o succesiune de bariere și un complex de lagune mici (Leahova Mare, Leahova Mică, Rânc, Coșna) care se

pară marea lagună Razelm de Marea Neagră. Această câmpie se desfășoară între Gura Portiței și Periteașca, la nord, de unde începe grindul Perișor aflat în câmpia deltaică. Prinsă în această câmpie, prin intermediul unui dublu tombolo, se află Insula Bisericuța.

3.6. Bariera lagunară cuprinsă între Edighiol și Portița. Reprezintă sectorul cel mai îngust și mai fragil din cadrul formațiunii care a individualizat domeniul lagunar, fragmentat adesea în timpul furtunilor de spărturi numite *inlet*. Portițele (*inlet* - urile) cu caracter permanent — Gura Portiței și Periboina — au fost închise în cadrul proiectului de amenajare hidrotehnică a complexului lacustru Razelm-Sinoe împiedicându-se în acest fel comunicarea domeniului lagunar cu domeniul marin.

3.7. Insulele, foste inselberguri. Acestea sunt Popina, Popinețul, Grădiștea Mare și Bisericuța. Au suprafețe și altitudini mici și sunt alcătuite din roci dure (calcare biosparitice), fosilizate de loess.

3.8. Frontul lagunar. Geneza litoralului lagunar este legată indubitabil de apariția unei formațiuni de acumulare litorală numită barieră lagunară. Formarea și evoluția acesteia este o consecință a dinamicii active a frontului lagunar. Pe termen scurt și la scară spațială mică rezultatele morfodinamicii frontului lagunar sunt vizibile la nivelul țărmului.

După starea morfologică și morfodinamică în care se află frontul lagunar se diferențiază două tipuri:

- front lagunar stabil (pasiv) aflat în stare de echilibru dinamic, afectat de schimbări numai la nivelul plajelor; Este cazul frontului lagunar din dreptul câmpului marin Chituc și a câmpiei marine lagunare Leahova-Periteașca. Acestea s-au format în condițiile existenței unui front lagunar activ de acumulare, cu dezvoltare continuă a cordoanelor de nisip care, cu timpul, au juxtaș, rezultând câmpuri marine înalte și colizate ca în cazul câmpului Chituc.

- front lagunar activ de eroziune; Cordoanele nisipoase sunt deplasate continuu în spațiul câmpiei lagunare lacustre, fiind frecvent rupte de valuri. Breșele apărute se transformă tempo-

rar ori definitiv în porțițe. Este cazul frontului lagunar din dreptul barierei Edighiol -Portița.

3.8.1. Țărmlul lagunar. În profil longitudinal, țărmul lagunar, desfășurat între Cap Midia și Lacul Zătonul Nou (Zătonul Mare), este lipsit de uniformitate, legitate firească oricărui tip de litoral. Astfel, poate fi diferențiată o succesiune de sectoare cu o mare variabilitate morfologică. La această variabilitate concură următorii factori: mărimea stocului de nisip, distanța față de sursele principale de alimentare cu aluviuni, direcția, ritmul și intensitatea driftului cu aluviuni, factorii hidrologici, tectonici și antropici. Răspunsul geomorfologic la acțiunea acestui complex de factori genetici se concretizează în formele de relief particulare identificate în cadrul fiecărui sector de țărm.

În lungul țărmului lagunar au fost sesizate următoarele situații:

- retragerea paralelă a țărmului cu formarea barierei nisipoase și cochilifere. Acesta se deplasează în detrimentul reliefului litoral adiacent (câmpuri marine, compartimente lacustre ale câmpiei lagunare). Retragera este controlată de factorii hidrologici (nivelul mării, valuri, curenți) precum și de factorii climatici și cei tectonici.

Retragerea țărmului se înregistrează în jumătatea nordică a țărmului Chituc, în sectorul de barieră Edighiol-Periteașca și pe porțiuni din sectorul Periteașca-Perișor.

- avansarea paralelă a țărmului, care duce la formarea câmpurilor de țărm. Țărmlul emers este format dintr-o succesiune de aliniamente de creste nisipoase și părți coborâte, relativ plane, care marchează succesiuni de linii de țărm. Aceste acumulări de nisip sunt supuse eolizației și reorganizate în aliniamente de dune care treptat, pe măsura avansării țărmului, vor ieși din incidența valurilor și din domeniul țărmului dar vor contribui la extinderea câmpului marin. Este cazul jumătății sudice a țărmului Chituc, unde, din 1962 și până în prezent, țărmul a avansat cu câteva sute de metri față de reperele bazei bornate fixate în anul 1962.

- dinamica staționară, caracteristică unor perioade scurte de timp, este caracterizată de fluctuații doar la nivelul dezvoltării plajelor. Celelalte componente ale țărmului nu suferă

schimbări esențiale.

Pe baza sistemului de clasificare, ce ține cont de procesele geomorfologice de țărm și de unitățile de relief rezultate, propus de E. Vespremeanu (1987), în lungul țărmului lagunar au fost identificate următoarele subtipuri:

- bariera cochiliferă în retragere paralelă; aceasta este specifică porțiunilor de țărm afectat puternic de eroziune și unde aportul de nisip este deficitar. Nisipul care intră în sistemul țărmului este stocat în sectorul submers, pe terasa țărmului în cadrul microformelor asociate acestuia. Țărmlul emers este format din acumulări cochilifere. Asemenea tip de țărm este prezent în sectoarele Periboina și la nord de Portița.

- benciul nisipos; caracterizează, de asemenea, sectoarele de țărm afectate de eroziune. Formarea benciului are loc pe seama câmpului marin înalt care se retrage. Asemenea țărm apare în jumătatea nordică a câmpului Chituc, la nord de Periboina, la nord-est de cherhanaua Perișor.

- țărmul mixt; acesta este afectat alternativ de procese de acumulare și eroziune. Dunele de țărm sunt bine dezvoltate iar în spatele lor apar conuri de rever. Plaja are o extensiune largă, 30-40 de metri și chiar mai mult, cu două trepte de bermă. Procesele de eroziune afectează țărmul emers la nivelul bermei, dar și al dunelor. Un asemenea țărm a fost identificat în partea mediană a țărmului Chituc, la nord și sud de „cherhanaua lui Bosoancă”.

- barieră lagunară în retragere paralelă; se dezvoltă pe câmpul lagunar înalt afectat de eroziune la nivelul țărmului emers. În cadrul ei, la nivelul țărmului emers, benciul nisipos alternează cu plaje cu un profil scurt. Pe fața benciului apar rizomi de stuf și silturi cenușii, depozite lagunare, semn al unei acțiuni combinate de eroziune și translație spre câmpia lagunară lacustră. Acest tip de țărm se întâlnește în sectorul de barieră cuprins între Edighiol și Periboina. În timpul furtunilor violente bariera este adesea afectată de spărturi, mici porțițe temporare. Atunci când sudarea acestor rupturi nu se realizează pe cale naturală, ele sunt umplute cu blocuri de rocă pentru a proteja acumularea lacustră de invazia apelor salin.



Fig. 6. Bariera lagunară la nord de Periboina. Scarp în depozite de falună

- țărm în progresie paralelă; acesta se dezvoltă în prelungirea câmpului lagunar înalt. Partea emersă a țărmului are o dezvoltare largă. Plajele sunt largi, cu profil complet (pot fi identificate două trepte de bermă). Dincolo de partea superioară a bermei urmează dunele, organizate în mai multe aliniamente. Adesea, în spatele primului aliniament de dune se găsesc conuri de rever cu diverse grade de dezvoltare. Materialul acestor forme de acumulare, ca și excesul de nisip de pe plajă, este redepozitat de activitatea eoliană sub formă de dune. Cu fiecare nou aliniament de dune format are loc extinderea câmpului marin lagunar înalt precum și avansarea liniei țărmului în detrimentul mării. O asemenea evoluție are țărmul din sudul câmpului Chituc.

Analiza profilurilor de țărm realizate între Capul Midia și Perișor a relevat o mare variabilitate a țărmului, urmare a condițiilor morfogenetice complexe. În cadrul profilului longitudinal al litoralului lagunar au fost diferențiate următoarele tipuri distincte de țărm:

- tipul Chituc;
- tipul Edighiol-Portița;
- tipul Portița-Periteașca;
- tipul Periteașca-Perișor.

3.8.1.1. Țărmul Chituc. De-a lungul câmpului marin Chituc țărmul înregistrează o mare complexitate în profil longitudinal și

transversal. Sectoare de acumulare intensă alternează cu sectoare de eroziune și porțiuni de țărm cu dinamică staționară. În ceea ce privește morfologia țărmului, acesta înregistrează aproape tot registrul de forme: faleze active și stabilizate, plaje largi, dune, benciuri nisipoase și biogene, scarpuri la nivelul feței plajei, bermei și al dunelor.

3.8.1.2. Țărmul Edighiol - Portița. Este țărmul celui mai fragil sector de barieră (bariera Sinoe), afectată de eroziune și frecvente spărturi în timpul furtunilor, lucru pus în evidență de profilul morfologic transversal și longitudinal. Plajele sunt înlocuite cu benciuri de eroziune nisipoase și biogene. Scarurile care delimitează aceste benciuri au pante apropiate de 90° acolo unde sunt decupate în depozite de nisip ce alternează cu acumulări de cochilii. Înălțimea acestor scarpuri ajunge uneori la 80–90 cm (fig. 6). Probabil că acesta este motivul pentru care adesea scarurile sunt confundate cu falezele ori sunt numite microfaleze sau pseudofaleze. Scarurile și, o dată cu ele benciurile, se dezvoltă în detrimentul vechilor aliniamente de dune și al câmpurilor de țărm.

În spatele acestor scarpuri apar conuri de rever foarte bine dezvoltate ce se întind pe zeci de metri. Ele sunt alcătuite dintr-un amestec de nisip și cochilii.

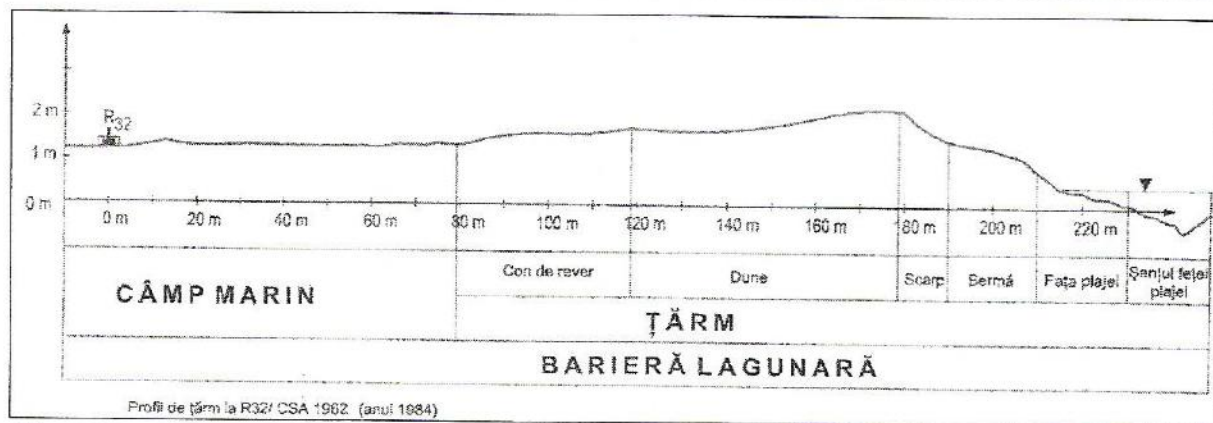


Fig. 7. Țărmul lagunar Periteașca - Perișor. Profil sinoptic.

3.8.1.3. Țărmul Portița - Periteașca. Elementele morfologice diagnosticate în profilurile transversale relevă o mare complexitate a acestui sector de țărm, dezvoltat în fața câmpiei marine Leahova Periteașca. Profilurile morfologice din prima jumătate a țărmului relevă un țărm afectat de eroziune. Partea emersă are o dezvoltare redusă, mult simplificată, unele elemente fiind absente. Plajele sunt înguste, fără să se diferențieze treptele de bermă.

Profilurile morfologice din a doua jumătate a țărmului Portița - Periteașca relevă o largă dezvoltare a sectorului emers. Stocul de nisip disponibil a permis dezvoltarea unor plaje largi care se continuă către interior, dincolo de creasta bermei, cu unul sau mai multe alinamente de dune.

3.8.1.4. Țărmul Periteașca - Perișor. Acest sector de țărm s-a dezvoltat în fața câmpiei lagunare joase mlăștinoase Dranov, pe un cordon litoral nisipos bine dezvoltat, care în dreptul grindului Perișor se transformă, prin juxtaponere, în câmp marin. Profilurile morfologice (fig. 7) pun în evidență largă dezvoltare a țărmului emers care are un profil complet. Acest sector de țărm lagunar înregistrează și maxima extensiune submersă, fiind porțiunea unde terasa țărmului este cel mai bine dezvoltată. Aceasta din urmă se continuă cu versantul și glacisul lagunar care cad lin către șelf. Racordul cu șelful are loc la -45 m adâncime. Și în cadrul acestui țărm pot fi separate două secțiuni diferențiate morfologic.

Între canalul Periteașca și canalul Perișor, țărmul este dominat de procese de acumulare.

Ca urmare a acestui fapt țărmul emers este bine dezvoltat. Plajele sunt largi, cu două trepte de bermă, iar fața plajei extinsă și puțin înclinată. În spatele cordonului de dune se dezvoltă câmpul marin neted și cu areale mlăștinoase.

La nord de canalul Perișor, către Zătonul Mare, țărmul este de tip barieră cochiliferă, puternic afectat de eroziune. Stocul de nisip din sistemul țărmului rămâne în sectorul submers, pe terasă. Formele emerse ale țărmului sunt date de acumulări cochilifere.

În ansamblu, acest sector de țărm, ca și litoralul căruia îi este subordonat, este unul de tranziție, de trecere de la țărmul deltaic tipic la țărmul lagunar. Această tranziție este marcată morfologic prin aplatizarea profilurilor transversale și creșterea în lungime a acestora. Analizele morfologice și morfodinamice efectuate în acest sector relevă faptul că el reprezintă o sursă de nisip extrem de importantă pentru întreținerea proceselor morfogenetice acumulative. Intrarea acestui nisip în circuitul litoral este guvernată de procesele naturale în anumite condiții hidro-meteorologice. Deși mecanismul acestor procese nu este pe deplin edificat, rolul major revine driftului de țărm. În aceste condiții, orice intervenție umană în sistemul natural va scurtcircuita acest mecanism natural, consecințele imediate, dar mai ales cele pe termen lung, fiind greu de anticipat și evaluat.

3.8.2. Versantul lagunar. În cadrul frontului lagunar, versantul lagunar reprezintă subdiviziunea cu cea mai mare declivitate și cu o

morfologie particulară, insuficient cunoscută.

3.8.3. Glacisul lagunar. Format prin procese eroziv-acumulative, glacisul lagunar face trecerea către o mare unitate de relief a coastei — șelful continental — în intervalul batimetric 30–40 m.

Concluzii

Litoralul lagunar este o subdiviziune a litoralului danubian al Mării Negre, o formă de relief de acumulare cu o dinamică foarte activă. S-a format prin închiderea unor golfuri de către o barieră nisipoasă construită de mare. Principalele subunități de relief ale litoralului lagunar sunt câmpia lagunară, bariera lagunară și frontul lagunar.

După criterii morfologice și morfogenetice,

câmpia lagunară se diferențiază în câmpii lagunare înalte, câmpii lagunare lacustre și câmpii lagunare mlăștinoase. Bariera lagunară se diferențiază în câmpuri marine înalte, câmpuri marine joase și bariera lagunară propriu-zisă, cu o dinamică activă (eroziune, translație către domeniul lagunar lacustru).

Frontul litoral lagunar racordează câmpia litorală lagunară cu șelful continental. Altimetric acesta se întinde de la 1–3 m, limita emergentă și în același timp limita internă a țărmului, și –40...–45 m, nivel la care are loc racordul cu șelful continental. La rândul lui, frontul lagunar este format din țărm, versant litoral și glacis litoral. Țărmul are o dinamică activă și în funcție de aceasta se diferențiază sectoare de țărm de acumulare și sectoare de țărm de eroziune, fapt pus în evidență la nivelul profilurilor sinoptice.

BIBLIOGRAFIE

AIRINEI, Șt., PRICĂJAN, A., „Contribuții geofizice la cunoașterea evoluției și morfogenezei Deltei Dunării”, în *Peuce*, Muzeul Delta Dunării, Tulcea, 1971.

ANTIPA, Gr., *Monografie asupra Lacului Razelm*, București, 1894.

ANTIPA, Gr., *Câteva probleme științifice și economice privitoare la Delta Dunării*, București, 1914.

BANU, A. C., „Date asupra unei transgresiuni de vîrstă istorică în bazinul Mării Negre și al Dunării inferioare”, în *Hidrobiologia*, nr. 6, Tom. V, Editura Academiei R.S.R., 1964, pp. 237-252.

BANU, A. C., „Date asupra unei transgresiuni de vîrstă istorică în bazinul Mării Negre și al Dunării inferioare”, în *Hidrobiologia*, nr. 6, Tom. V, Editura Academiei R.S.R., 1964, pp. 237-252.

BLEAHU, M., „Observații asupra evoluției zonei Istria în ultimele trei milenii”, în *Probleme de geografie*, Vol. IX, Editura Academiei R.P.R., 1963.

BRĂILEANU, A., „Lacul Razelm: geneza și evoluția lui”, în *B.S.R.R.G.*, Tom. LVIII, București, 1938.

BRĂTESCU, C., „Oscillations eustatique et epirogenetique dans la basin de la Mer Noire pendant la periode quaternaire”, în *Revista geografică română*, An. V, Fasc. III, București, 1943.

BRĂTESCU, C., „Delta Dunării. Geneza și evoluția sa morfologică și cronologică”, în *B.S.R.R.G.*, Tom. LXI, București, 1922.

Brătescu, C., „Oscilațiile de nivel ale apelor în bazinul Mării Negre”, în *B.S.R.R.G.*, Tom. LXI, București, 1938.

BREIER, A., *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre*, Editura Academiei R.S.R., 1976.

CĂTUNEANU, C., *Geologia șelfului românesc din prelungirea platformei sud-dobrogene și*

- a masivului central dobrogean, cu implicații asupra perspectivelor sale petrolifere, București, 1992.
- COTET, P., „Evoluția litoralului românesc în timpul Holocenului“, în *Peuce III*, Muzeul Delta Dunării, Tulcea, 1973.
- COTET, P., „Evoluția litoralului românesc în timpul Holocenului“, în *Peuce III*, Muzeul Delta Dunării, Tulcea, 1973.
- DRAGOTĂ, P., „Variațiile nivelului în complexul Razelm“, în *Hidrotehnica*, Vol. 16, nr. 12, 1971.
- GÂȘTESCU, P., DRIGA, B., „Modificările actuale ale țărmului românesc al Mării Negre între brațul Chilia și Cap Midia“, *BSSGR*, VI, 1982, pp. 167-172.
- LEPȘI, I., *Lacurile din sudul Basarabiei*, București, 1931.
- LITEANU E., PRICĂJAN A., BALTAG G., „Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării“, în *Academia R.P.R., Studii și Cercetări Geologice*, nr. 6, 1961, pp. 734-762.
- MIRICĂ, Gh., „Lucrările hidrotehnice și hidroameliorative executate în Delta Dunării în ultimii 80 de ani (1878-1957)“, în *Buletinul Institutului de Cercetări Piscicole*, nr. 4, 1957, pp. 17-30.
- PANIN, N., „On the Geomorphologic and Geologic Evolution of the River Danube-Black Sea Interaction Zone“, *GEO-ECO-MARINA, RCGGM*, 2/1997, București - Constanța, 1997.
- PASKOFF, R., *Les litoraux. Impact des aménagements sur leur évolution*, Masson, Paris, 1985.
- PETRESCU I.Gh., *Delta Dunării: geneză și evoluție*, Editura Științifică, București, 1963.
- POPP, N., „Foraje la Razelm“, în *Meteorologia, hidrologia și gospodărirea apelor*, București, 1960.
- POSEĂ, Gr., Grigore, M., Popescu N., „Privire de sinteză asupra cunoașterii genezei și evoluției Deltei Dunării“, în *Studii geografice asupra Dobrogei*, București, 1964.
- TSUGUO Sunamura, *Rocky Coast*, 1993.
- VESPREMEANU, E., „Geomorfological Evolution of the Sfintu Gheorghe Arm Mouth in the Last 200 Years“, în *RRGGG*, seria Geografie, București, 1983.
- VESPREMEANU, E., SUCIU, I., OANCEA, Gh., „The Geomorphological Evolution of the Sulina Mouth in the last 200 years“, *Analele Universității București*, XXXVI, 1986, pp. 63-70.
- VESPREMEANU, E., *Probleme de geomorfologie marină*, Tipografia Universității din București, 1987.
- VESPREMEANU, E., ȘTEFĂNESCU, D., „Present-day Geomorphological Processes on the Romanian Delta and Lagoon Littoral“, în *Analele Universității București*, XXXVII, 1988, pp. 85-91.
- VESPREMEANU, E., „Procese de cunoaștere a reliefului litoral și submarin cu privire specială asupra bazinului Mării Negre“, în *Terra*, nr. 3-4, București, 1989.
- VESPREMEANU, E., „Beach morphometry and morphology of the north - western Black Sea Delta Shore“, în *A. U. B., Seria Geografie*, XXXVIII, pg. 88 -94, 1989.
- VESPREMEANU, E., *Oceanografie*, vol. I, Partea I, București, 1992.

Stări geomorfologice induse de activitățile extractive din arealul depresionar Iara-Vlahă-Săvădisla

Ioana MAN

Key-words: extractive activities, land degradation, critical geomorphological units

Critical geomorphological conditions induced by exploitation activities within Iara-Vlahă-Săvădisla depression. The depressionary unit of Iara-Vlahă-Săvădisla is characterized by various human interventions. Although agricultural activities seem to be the most important, the industrial activities, consisting mainly of extracting natural resources, have the biggest impact on land degradation. First of all, they accelerate erosional processes, landslides and gullyng, but they also affect soils, rivers and vegetation, all together creating a critical condition of the studied area.

Introducere

Teritoriul analizat constituie o unitate relativ bine individualizată, închisă de masive și culmi prelungi, pe alocuri domoale (cum sunt Masivul Feleacului, Culmea Săndulești), dar și de unități montane extinse, reprezentate prin masivul Gilău-Muntele Mare și prin Munții Trascăului, care mărginesc partea sud-estică a Depresiunii Iara. În partea nordică se poate observa o deschidere a ulucului depresionar spre valea Someșului Mic, de-a lungul văii Feneșului, reprezentată prin culoarul Săvădisla-Luna de Sus (Pop, 2001).

În privința activităților desfășurate de către populație în acest spațiu, mărturii semnificative apar începând cu epoca romană, când activitățile miniere reprezentau o ramură importantă între ocupațiile locuitorilor, însă modalitățile de extragere ale bogățiilor subsolului erau puțin diversificate și foarte anevoioase. Puținele informații se referă în general la exploatarea cunoscute și în zilele noastre.

Activitățile industriale sunt incluse în cea mai mare parte în sfera extracțiilor de resurse minerale utile, diversitatea acestora fiind datorată variației litofaciesurilor (magmatice, metamorfice și sedimentare), precum și proceselor de mineralizație desfășurate în timpuri geologice. Considerate în ansamblul lor, resursele minerale din arealul depresionar au o valoare economică relativ modestă. Diver-

sitatea geologico-geomorfologică a rocilor, condiționează o utilizare a acestora în mare parte doar pentru nevoi locale, ca materiale de construcții. Există însă și câteva areale exploatate la nivel industrial, în care se constată o degradare accentuată a terenurilor datorită extinderii rapide a suprafețelor alocate acestora, cât și modului performant de desfășurare a activităților de extracție.

Exploatarea de substanțe minerale utile determină prin însăși natura lor un grad ridicat de instabilitate la nivelul sistemelor, astfel că se conturează o serie de areale apreciate ca fiind critice din punct de vedere al stărilor și formelor de manifestare ale activităților antropice. În ansamblul lor, arealele au implicații economice mai mult sau mai puțin relevante.

Areale de exploatare cu implicații reduse în circuitul economic

- În ulucul depresionar Iara-Vlahă-Săvădisla sunt dispuse numeroase puncte de exploatare, majoritatea pentru extragerea de construcții la nivel local.

- Cariere de calcar pe teritoriul satului Săvădisla:
 - Cariera de calcar compact eocen-mediu, dispus în strate orizontale, alternând cu un strat de marnă calcaroasă de 3 m grosime, format din *Nummulites perforata*.

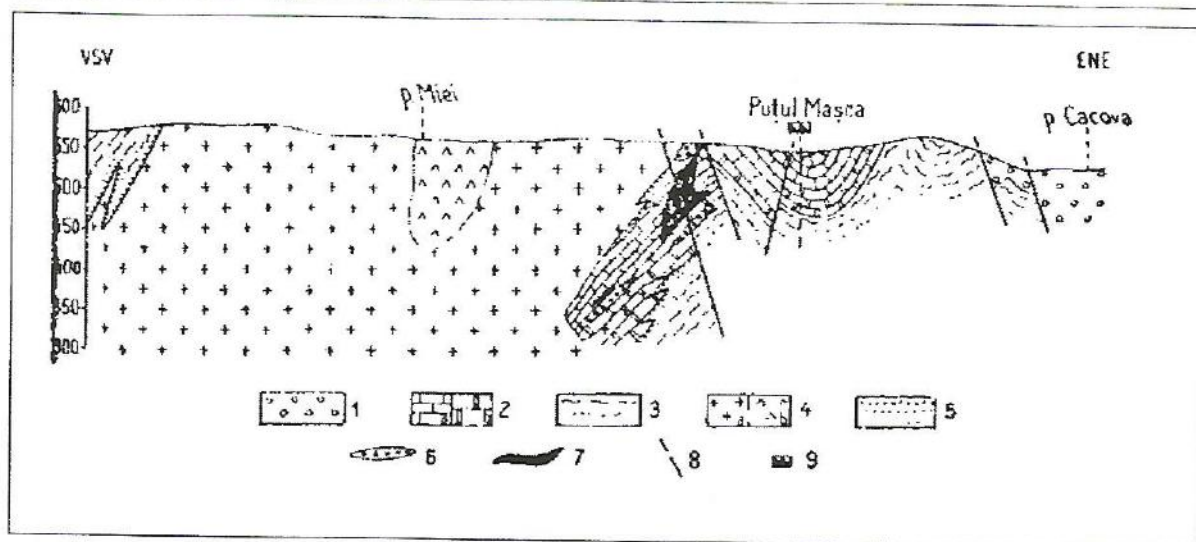


Fig. 1 Profil geologic prin zăcămintul Mașca (după Lazăr & Întorsureanu, 1981) 1 depozite cretacice; 2, 3 - seria de Baia de Arieș: 2a calcare cristaline, 2b dolomite cristaline; 3 șisturi cristaline; 4 magmatite laramice: a. roci granitoide, b. andezite; 5 corneene; 6 skame; 7 mineralizații de oxizi de fier și sulfuri; 8 falie; 9 puț

- Cariera de calcar compact senonian, de culoare roșiatică deschisă, marmorat, cu numeroase resturi de *Hippurites* calcificați, în strate groase de până la 5 m, cu direcția N-S

• Argile nisipoase din complexul vârgat inferior (Eocen) exploatare la Vlaha și Săvădisla ca materie primă pentru fabricarea cărămizilor

• Gresii cretacice superioare care se exploatează în valea Stolnei și la vest de Vlaha

• Exploatare de calcar marmoreene senoniene la Hășdate

• Cariera de dacite de la Iara, utilizate la fundațiile caselor, pentru borduri sau pavaje

• Calcare eocene exploatare la Iara, pentru nevoi locale în construcții

• Argile exploatare la Iara, folosite pentru ceramică, noroaie de foraj și în industria cimentului

• Granite exploatare la Surduc, pentru nevoi locale în construcții.

Alături de acestea se poate menționa un areal suprapus localităților Vlaha-Săvădisla unde s-au identificat rezerve de minereu de fier de origine sedimentară. Zăcămintul este însă redus ca suprafață și ca importanță, fiind inclus în circuitul economic din anul 1962.

După cum se poate constata, punctele de exploatare sunt numeroase și diseminate în teritoriul ulucului depresionar, majoritatea fără

implicații la nivel industrial. Probleme majore și inducerea unor stări critice de durată apar îndeosebi în arealele exploatare la nivel industrial, concretizate prin accentuarea stării de degradare a terenurilor prin desfășurarea unor procese complexe de eroziune. Astfel se poate explica în mare măsură impactul major asupra zonei respective, datorat extinderii rapide a arealului exploatat, specifică în industria extractivă.

Areale de exploatare cu implicații economice majore

În zona Mașca-Băișoara se găsește un zăcămint important de minereu de fier, de tip skarn, mineralizația fiind formată din magnetit asociat cu pirotină, dispuse sub forma unor lentile neregulate. Zăcămintul este printre puținele exploatare din zonă la nivel industrial, urmând ca în scurt timp să intre în exploatare industrială și zăcămintul de la Cacova Ierii, pe un perimetru total de exploatare de 4,388 km² și limita de adâncime +96 m (sursa: Minvest Deva). Exploatarea minieră își are puțurile de extracție localizate pe teritoriul satelor Mașca (puțurile I, II și III) și respectiv, Cacova Ierii (puțurile IV și V). În prezent mina funcționează la capacitate minimă, dar se preconizează reluarea exploatărilor la un nivel mai ridicat, dată fiind importanța zăcămintului pe plan național.

Exploatarea este subterană cu subetaje cu înălțimi de 10-16 m, cu goluri remanente și pernă de protecție formată din minereu.

Iazul de decantare și fostele puțuri de exploatare a minereurilor sunt amplasate în sud-estul comunei Băișoara și au ca efect menținerea unui exces de umiditate permanentă în zona iazului pe o suprafață de aproximativ 2 ha și respectiv, un exces de umiditate temporară în zona fostelor puțuri pe o suprafață de 20 ha.

Se evidențiază halda de steril, amplasată în culoarul Ierii. Ea este în formare prin noi depozitări, în prezent nefiind stabilizată împotriva factorilor externi de eroziune. Aceștia determină o migrare intensă, în plan vertical și orizontal, a microelementelor chimice conținute în steril, cu impact direct asupra componentelor mediului ambiental. În zonă se evidențiază un intens proces de oxidare, determinat mai ales de poluarea minerală, precum și efecte de compactare și tasare a solului aflat sub volumul de material depozitat în haldă.

Haldă este afectată de fenomene de șiroire care determină apariția de șanțulețe în lungul pantei și transportul materialului din partea superioară spre partea bazală, cu depunerea acestuia.

Cele mai evidente procese sunt reprezentate prin surpări cauzate de insuficienta consolidare a golurilor subterane, precum și alunecări-surpări de mare amploare datorate amenajării necorespunzătoare a spațiilor de extracție odată cu abandonarea acestora.

Zăcămintul de nisip cuarțos de la Făgetu Ierii, are o puritate de peste 90% SiO_2 , și este utilizat ca și nisip pentru turnătorie și în industria sticlei. Volumul mare de rezerve și exploatarea sa în carieră fac posibilă valorificarea sa în condiții de rentabilitate. Perimetrul afectat nu depășește 1 km^2 (0,82 km^2 , însă limita de adâncime coboară la peste 515 m (sursa: Minvest Deva).

Rocile sunt exploatate prin deschideri la suprafață, utilizând metoda clasică: trepte extinse pe orizontală, cu depozitarea sterilului fie în spațiul excavat, fie în flancurile carierelor, în afara spațiului cu rezerve. Pentru desprinderea

calcarelor din masiv se utilizează explozivi amplasați în găuri forate sau în camere de minare.

În cazul carierei de la Făgetu Ierii, întreg arealul respectiv se caracterizează printr-o degradare intensă, odată cu declanșarea unor alunecări masive de teren, alături de care apar o serie de ogașe și ravene în prezent stabilizate prin vegetație naturală. În apropierea carierei, procesele de ravenație îmbracă practic întregul versant stâng al pârâului Făget. Dacă nu se vor lua măsuri concrete de stabilizare, se poate prognoza o evoluție care va afecta pe viitor atât cariera cât și localitatea propriu-zisă.

Alunecările din arealele respective sunt declansate de lucrările de excavație de la baza versanților, supraîncărcarea cu construcții, drenuri nefuncționale, trepidațiile provocate de transportul cu utilaje grele. Acestea afectează porțiuni însemnate din cadrul depresiei, mai ales în spațiile alocate carierelor de suprafață, în care se extrag materiale de construcții - Iara, Făgetu Ierii, Cacova Ierii.

Cariera de dolomite de la Surduc este localizată în versantul stâng al Văii Iara, la cca. 3 km aval de Surduc și 4 km amonte de Buru, nefiind în prezent în funcțiune, cu toate că în trecut s-a încercat și exploatarea rocii în subteran. Zona fiind încadrată într-un areal de interes turistic, mai precis defileul de la Surduc, recent declarat arie protejată, se caracterizează prin interzicerea activităților industriale poluante. Impactul major îl constituie procesele complexe de degradare care afectează îndeosebi suprafețele de exploatare în prezent abandonate: alunecări de teren, procese de ravenație de tipul șiroirilor, ogașelor, ravenelor și chiar torenților.

În cadrul acestor areale are loc și o degradare a solului, care constă în distrugerea acestuia prin lucrări de exploatare minieră la zi, balastiere, cariere, foraje și alte lucrări de acest fel, necesare executării diferitelor construcții. În general, se apreciază că, în jurul solurilor distruse direct prin excavări, se afectează, în general, suprafețe mult mai mari de teren (4-10 ha). Datorită excavărilor, pe teritoriile învecinate se schimbă uneori substanțial și condițiile de mediu - vegetația, regimul ape-

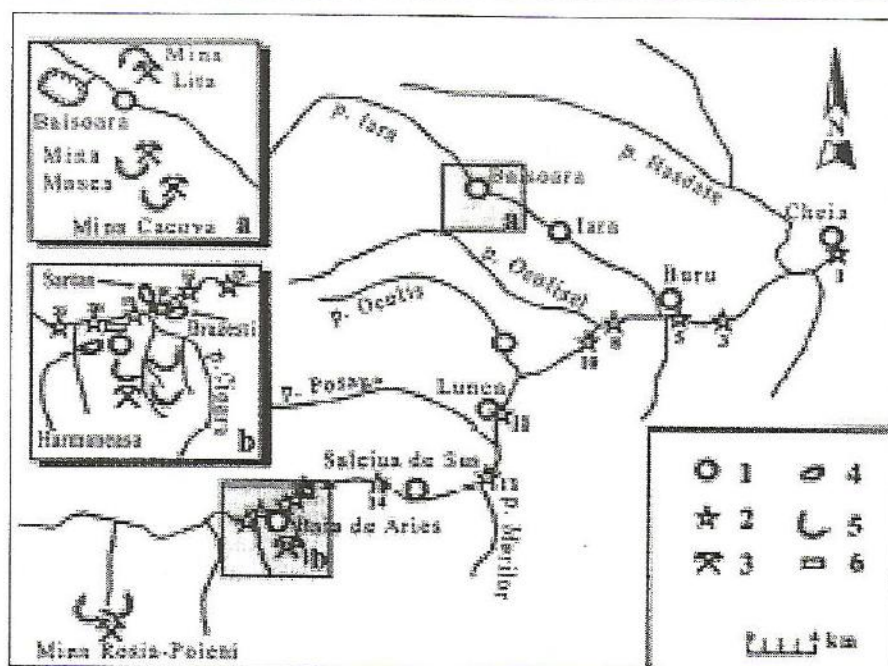


Fig. 2 Principalele zone miniere care contribuie la poluarea râului Arieș: 1. localități, 2. probe, 3. mine, 4. iazuri de decantare, 5. halde de steril, 6. uzină de preparare a minereurilor (după Forray, 2001, cu modificări)

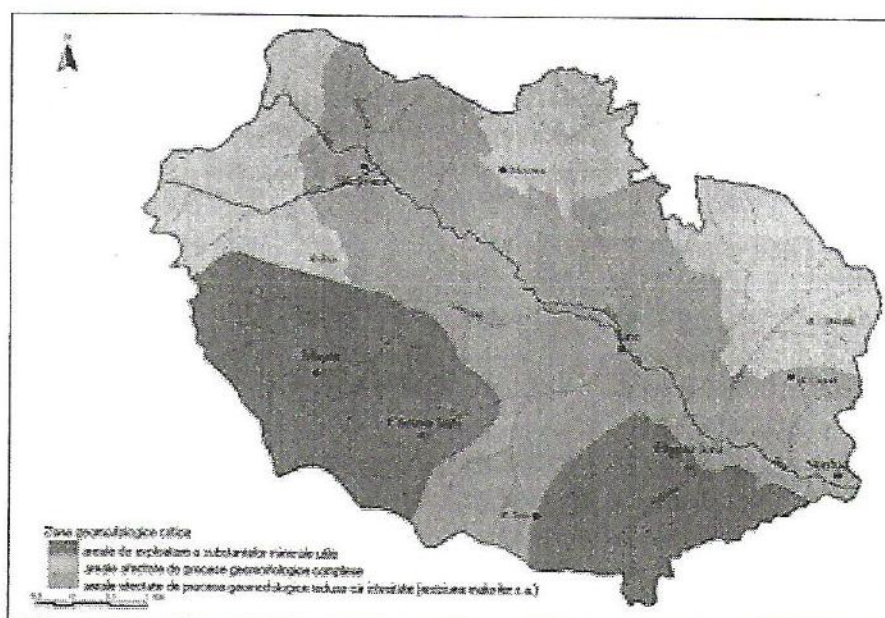


Fig. 3 Depresiunea Iara. Zone geomorfologice critice

lor subterane, migrarea geochimică naturală a elementelor, procesele de eroziune.

Degradarea solurilor prin acoperirea cu halde, iazuri de decantare, depozite de steril sau resturi menajere creează un blocaj pe mari suprafețe de teren, care devin astfel inutilizabile.

Eroziunea laterală și surpările de maluri re-

prezintă de asemenea o stare critică deosebit de evidentă constă în săparea malurilor cursurilor de apă, proces ce are loc concomitent cu aluvionarea albiei și devine tot mai activ pe măsură ce se atenuează eroziunea de adâncime. Are la bază cauze naturale (ridicarea nivelului apelor freatice), dar și antropice (redu-

cerea rezistenței malurilor la eroziune prin defrișări, lucrări agricole, extrageri de balast). Fenomenul poate afecta infrastructurile aflate în apropiere, drumurile și podurile, dar și construcțiile amplasate neregulamentar. Acest lucru este posibil a fi evitat în cazul în care se iau măsuri de consolidare a malurilor.

Influența exploatării miniere de pe valea Iara, materializată prin efectele induse de iazul de decantare asupra râului omonim și, implicit, asupra râului Arieș, se menține la cote moderate, poluarea apelor fiind în acest caz cotelată ca nesemnificativă. Un accident ecologic produs în anul 2000 la iazul rezervă al iazului de decantare a produs împrăștierea a peste 1000 m³ de apă cu steril pe o suprafață de circa 5 ha de teren, însă efectele negative nu au inclus poluarea propriu-zisă a apelor curgătoare.

Pentru exemplificare, s-a conturat un areal caracterizat prin efecte ale stărilor geomorfologice critice induse de exploatarea de substanțe minerale utile în zona ulucului depresionar Iara-Vlaha-Săvădisla, suprapus exploatărilor Mașca-Băișoara, Iara și Făgetu Ierii. Se pot observa efectele activităților extractive care determină accentuarea degradării terenurilor printr-o varietate de procese geomorfologice din categoria deplasărilor în masă și proceselor de ravenație.

Concluzii

Activitățile de exploatare a diferitelor resurse și cele de prelucrare industrială au o serie de implicații în ceea ce privește acțiunea de intervenție în cadrul mediului geografic, în cele mai multe situații acestea înscriindu-se în categoria celor care contribuie la apariția unor fenomene și stări geomorfologice critice care

afectează mediul sub diferite forme. Se pot menționa câteva aspecte mai importante:

- Exploatarea unor resurse ale subsolului, atât în cariere cât și în subteran, și-a pus amprenta asupra peisajului geografic, evidențiate prin carierele de nisipuri cuarțoase de la Făgetu Ierii, minereu de fier la Mașca, carierele de calcare de la Săvădisla, Iara, calcare dolomitice la Surduc, calcare marmoreene la Hășdate ș.a.

- Prelucrarea industrială a determinat apariția unor halde de steril (deșeuri), care ocupă suprafețe semnificative, ieșite astfel din circuitul terenurilor productive.

- Din exploatarea unor resurse ale subsolului se evidențiază materialul pământos rezultat în urma prelucrării minereului de fier de la Mașca-Băișoara, care în urma unor ploi foarte puternice a ajuns în apele Ierii, însă fără consecințe deosebite de poluare.

- În lungul principalelor cursuri de apă ce străbat acest teritoriu sunt amplasate numeroase balastiere, fără un studiu prealabil privind impactul acestora, astfel că pe lângă modificarea albiei, este perturbată puternic vegetația, în plus se trasează drumuri neamenajate ce leagă balastiera de localitate sau de stația de apă.

- Exploatarea nerațională în cariere a calcarelor sau a altor materiale de construcții conduce la apariția unor dezechilibre grave pe versanți, precum și la schimbarea parțială sau totală a fizionomiei unei regiuni datorată unor procese de eroziune deosebit de active.

- Exploatarea unor resurse de calitate inferioară de către localnici aduce după sine modificări de multe ori ireversibile, cum ar fi declanșarea unor alunecări de teren și eroziunea accentuată a solului.

BIBLIOGRAFIE

- FORRAY, F.L. (2001), *Aplicarea analizei factoriale în studiul poluării râului Arieș (Munții Apuseni)*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, XLVI, 1, Cluj-Napoca.
- KOVACS H. (2000), *Studiu geoecologic al Munților Gilău*, Teză de doctorat, Cluj-Napoca.
- MORARIU, T., MAC, I. (1972), *Procese predominante și accesorii în modelarea actuală a reliefului din România*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geografie, Fasc. 2, Cluj-Napoca.
- POP, Gr. (2001), *Depresiunea Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- POP, Gr. (2002), *Probleme ale industriei din Bazinul Inferior al Arieșului*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geografie, An XLVII, Nr. 1, Cluj-Napoca.
- POPESCU-ARGEȘEL, I. (1969), *Procese antropice de modelare actuală a versanților*, Comunicări de Geografie, București.
- POPESCU-ARGEȘEL, I. (1977), *Munții Trascăului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București.
- SAVU, AL., RUSU, T. (1961), *Unele aspecte ale reliefului antropogen în Bazinul Mijlociu al Arieșului*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologie-Geografie, An VI, Nr. 1, Cluj-Napoca.
- STOICOVICI, E., MUREȘAN, I. (1968), *Contribuții la cercetarea fenomenelor de alunecare din sectorul Șatra-Căpuș al zăcămintelor de limonit-oolitic*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, Fasc. 2, Cluj-Napoca.
- SURDEANU, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate. I. Alunecări de teren*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Universitatea „Babeș-Bolyai”
Facultatea de Geografie

Cartografierea reliefului cu ajutorul radarului spațial

Vasile LOGHIN

Cuvinte-cheie: radar spațial, imagine-radar, interferogramă, Model Numeric de Teren.

Cartographie du relief à l'aide du radar spatial. Le radar a une utilisation de plus en plus grande dans la cartographie spatiale. L'imagerie radar connaît quatre techniques de restitution du relief: la radargrammétrie, la radarclinométrie, l'interferométrie et la polarimétrie. Elles font possible la représentation tridimensionnelle du relief (MNT), aussi la réalisation d'unes des cartes géomorphologiques spéciales: la carte hypsométrique, la carte des pentes, la carte des processus actuels. Les performances de ces trois techniques augmentent par utilisation complémentaire avec les systèmes optiques de cartographie spatiale.

1. Introducere

Radarul spațial (orbital), la fel ca și cel aeropurtat, este utilizat în tot mai mare măsură în cartografierea reliefului. Sensibilitatea deosebită a instrumentului de teledetecție SAR (Synthetic Aperture Radar) față de geometria terenului a permis dezvoltarea a patru tehnici de restituție a reliefului: radargrammetria, radarclinometria, interferometria și polarimetria. Ele au făcut posibilă reprezentarea tridimensională a suprafeței terestre, precum și realizarea unor hărți geomorfologice speciale: harta hipsometrică, harta pantelor, harta proceselor modelatoare actuale. Toate acestea sunt oportunități care recomandă aplicarea lor și în laboratoarele de teledetecție din țara noastră.

Având anumite limite legate de precizie și fiabilitate, performanțele acestor tehnici cresc prin utilizare sinergetică și prin complementaritate cu sistemele optice de cartografiere spațială (radiometrul).

2. Particularitățile cartografierii reliefului prin radar spațial

Particularitățile Radarului cu Deschidere Sintetică (SAR) condiționează posibilitățile și limitele aplicațiilor sale cartografice. Le redăm în continuare:

a) Radarul de luat imagini este un captor activ pentru că emite el însuși energia inci-

dentă (unde de hiperfrecvență), ceea ce înseamnă consum de energie electrică; această caracteristică îi conferă aptitudinea de a achiziționa tot timpul, ziua și noaptea, indiferent de condițiile meteorologice (unde de hiperfrecvență nu sunt sensibile la cuvertura noroasă). El este destinat în special pentru cartografierea regiunilor polare, unde razele solare cad sub un unghi de incidență redus, ceea ce limitează utilizarea captorilor optici, și pentru regiunile ecuatoriale acoperite încontinuu de nori.

b) Imaginile-radar trebuie să facă obiectul unei modelări specifice, neputând fi tratate prin sisteme de restituție concepute pentru imagini optice. Cartografia automată dispune de instrumente destul de eficace pentru analiza imaginilor de înaltă rezoluție furnizate de către diverși sateliți operaționali. Aceasta înseamnă practicarea unei cartografii cantitative, a unei cartografii computerizate. Una dintre limitele importante ale automatizării reconstrucției cartografice rămâne altimetria. Determinarea automată a altitudinilor este imprecisă (în cazul radarclinometriei) și puțin fiabilă (în cazul interferometriei) (Maître H., 1997).

c) Radarul cu deschidere sintetică (SAR) are o mare precizie de localizare (de la câțiva metri la câțiva zeci de metri, față de mai multe sute de metri pentru sistemele optice

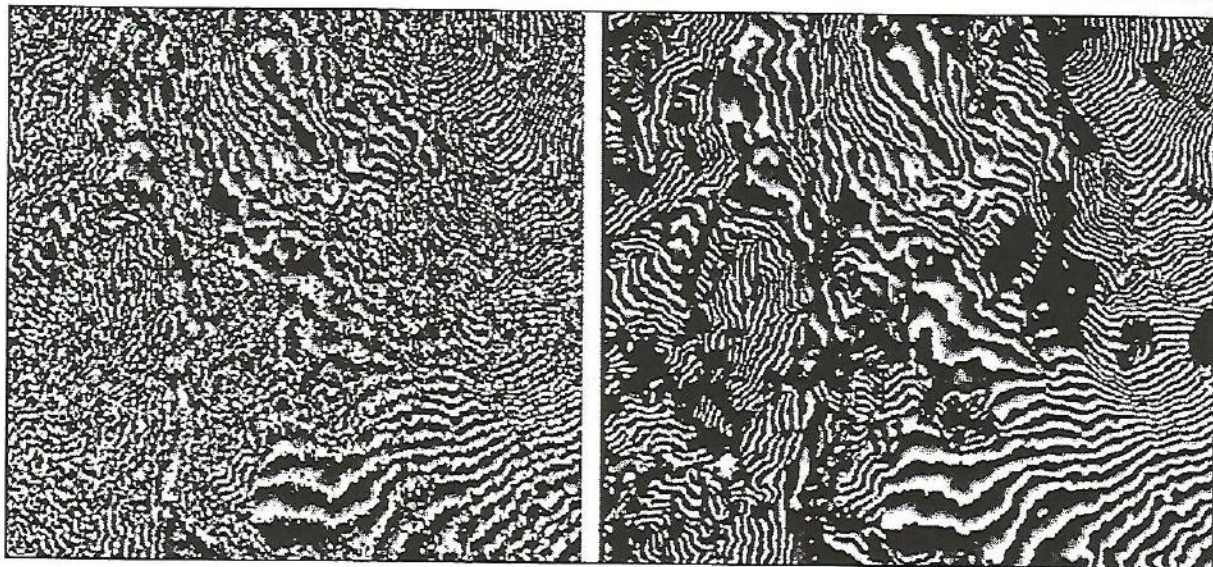


Fig.1. Interferograme. A. Interferogramă originală rezultată din imagini ERS-1 asupra unei părți a Etnei; B. Interferogramă filtrată (după Maître H., 1997).

îmbarcate pe orbite comparabile); această particularitate este fundamentală pentru cartografie deoarece permite reducerea numărului de puncte de suport în georeferențiere, respectiv de calare în sistemul geografic de referință.

d) Sensibilitatea la relief a imaginilor-radar, atât geometrică (funcție de unghiul de incidență), care se manifestă sub formă de paralaxe (elementul de bază exploatat în radargrammetrie și interferometrie), cât și radiometrică (efectul orientării terenului asupra intensității radiației retrodifuzate, care este elementul de bază în radarclinometrie).

Aportul sistemelor radar de luat imagini și al mijloacelor de tratare la dezvoltarea cartografiei radar tridimensionale este important.

3. Programe spațiale radar

Programele spațiale radar de achiziționare a imaginilor destinate cartografiei în general și cartografierii reliefului în special sunt: ERS, RADARSAT și JERS.

ERS (European Remote Sensing Satellite) a fost primul satelit de teledetecție care a furnizat imagini ale suprafeței terestre în spectrul microundelor. ERS-1 a fost lansat în 1991, iar ERS-2 în 1995. Sunt sateliți în orbită heliosincronă (cvasipolară; $98,50^\circ$), la 800 km altitudine. La bordul lor sunt îmbarcate următoarele instrumente de teledetecție:

AMI (Active Microwave Instrument), cu rezoluția SAR de 26 m, și RA (Radar Altimeter), cu acuratețea altitudinii de 0,1 m.

RADARSAT este un satelit canadian. Radarsat-1 a fost lansat în 1995, iar Radarsat-2 în 2001. Evoluază în orbită heliosincronă ($98,50^\circ$), la 792 km altitudine. Instrumentul de teledetecție aflat la bord este SAR (Synthetic Aperture Radar), cu rezoluția de 10×9 m pe Radarsat-1 și respectiv 3 m pe Radarsat-2.

JERS (Japanese Earth Resource Satellite) a fost lansat în 1992 pe o orbită heliosincronă ($97,70^\circ$) la altitudinea de 568 km. La bord se află următoarele instrumente de teledetecție: SAR (Synthetic Aperture Radar), cu rezoluția de 18 m, și OPS (Optical Scanner), cu rezoluția de 18×24 m.

4. Tehnici de cartografiere a reliefului pe baza imaginilor radar

Astăzi sunt cunoscute patru tehnici de cartografiere a reliefului pe baza imaginilor achiziționate de radarul spațial: radargrammetria, interferometria radar, radaclinometria, polarimetria (Polidori L., Toutin T., 1997). Radargrammetria și interferometria sunt tehnici care aplică principiul stereoscopiei. Acestea utilizează două imagini cu caracteristici geometrice specifice.

Radargrammetria este o tehnică de restituție stereoscopică a reliefului pe baza înreg-

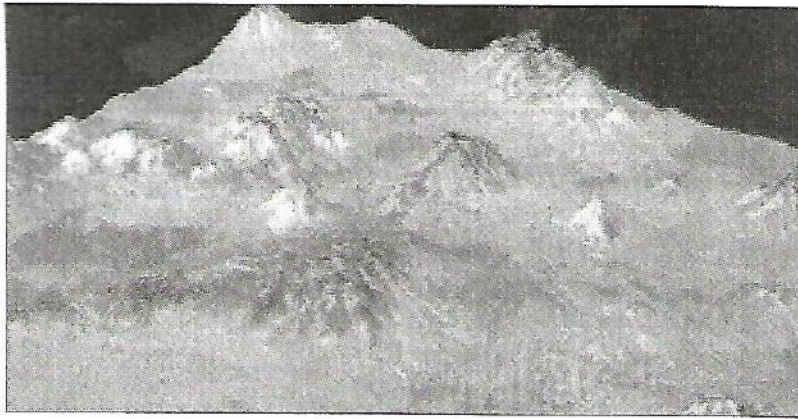


Fig. 2. Un model numeric de teren realizat pe baza imaginilor stereo Radarsat. Aceasta reprezintă o arie cu vulcani din Anzii Bolivieni (din RADARSAT, Annual review 1998/99)

istrărilor radar. Ea constă în a evalua altitudinile pornind de la paralaxele măsurate între cele două imagini ale unui cuplu. Testele efectuate indică precizii altimetrice și planimetrice de câțiva pixeli. Experimentele au dat erori altimetrice de 20–50 m pentru datele ERS-1 și Radarsat-1.

Interferometria radar este o tehnică de exploatare a fazei semnalului (ecoului) radar în scopuri topografice. Se determină în fiecare punct diferența de fază între două ecouri radar (imagini) achiziționate în următoarele moduri:

- fie cu două antene și un singur pasaj (tehnica cea mai performantă), preferată pentru achiziții aeropurtate;
- fie cu o antenă și două pasaje (interferometrie cu doi sateliți, de exemplu ERS-1 și ERS-2), preferată pentru achiziții spațiale.

Defazarea imaginilor radar conduce la obținerea unui produs derivat denumit **interferogramă**, care se prezintă sub formă de franjuri de interferență (fig. 1). Diferențele de fază indică diferențele de drum parcurs de semnalul radar, respectiv diferențele de altitudine. Această tehnică permite extragerea directă a hărții hipsometrice și a hărții pantelor pe baza interferogramei complexe (ultima posibilitate fiind doar în stadiul demonstrației de fezabilitate).

De asemenea, prin interferometrie radar este posibilă reprezentarea tridimensională a reliefului, respectiv, realizarea **Modelului Numeric de Teren / Digital Elevation Model** (MNT/DEM) interferometric (fig.2). Condiția

sine qua non de achiziționare de date radar adaptate la o restituție interferometrică este stăpânirea bazei stereoscopice.

Radarcinometria. Spre deosebire de radargrammetrie și interferometrie, care utilizează două imagini cu caracteristicile lor geometrice, radarcinometria permite extragerea unui MNT și a hărții pantelor plecând de la o singură imagine-radar și de la caracteristicile sale radiometrice.

Radarcinometria constă în a determina orientarea fiecărei fațete a terenului pe baza intensității strălucirii în imaginea-radar. Legătura dintre orientarea unei fațete de teren și intensitatea din imaginea-radar este redată de către un **model de retrodifuzie**. Pentru determinarea înclinării pantelor este necesară inversarea acestui model, știind că unghiul de incidență este principalul parametru de care depinde intensitatea strălucirii (reflectivitatea medie a terenului este un alt parametru important). De aici imprecizia acestei tehnici. Ea este folosită atunci când avem la dispoziție o singură imagine și nu există nici o cartografiere.

Polarimetria este o tehnică recentă de cartografie radar a reliefului. Aceasta permite măsurători de altitudini în direcția orizontală și realizarea în acest fel a profilelor de pantă.

5. Rezultate

Tehnicile de cartografiere a reliefului cu ajutorul radarului orbital permit obținerea următoarelor produse cartografice:

Modelele Numerice de Teren (MNT/DEM). Acestea sunt rezultatul reprezentării tridimen-

sionale a suprafeței terestre bazată pe principiul stereoscopiei (MNT radargrammetric, MNT interferometric), pe principiul retrodifuziei (MNT radarclinometric), pe principiul polarimetriei (MNT polarimetric) sau pe sinergia metodelor (sistemelor), inclusiv pe sistemul radar / optic (Polidori L., Toutin T., 1997; Dupont S. ș.a., 1997).

Se consideră că realizarea MNT mondial, o preocupare pe termen lung, ar avea implicații tehnologice, financiare, politice și strategice complexe. Elaborarea sa prezintă o serie de dificultăți. Problema creării unui MNT mondial, cu obiective bine specificate, a făcut obiectul lucrărilor cartografice bazate pe interferometrie radar. În Franța, CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) studiază un sistem bazat pe interferometrie cu două antene (un satelit cu două antene) dedicat elaborării unui referențial cartografic și topografic mondial cu precizie metrică.

Hărțile geomorfologice speciale: harta hipsometrică, harta pantelor, harta proceselor geomorfologice actuale (în special harta alunecărilor de teren).

6. Concluzii

Teledetecția cu ajutorul radarului spațial are un larg potențial de utilizare în cartografierea reliefului.

Cartografia automată, cantitativă și computerizată, dispune de instrumente performante pentru analiza imaginilor de înaltă rezoluție furnizate de către sateliții de teledetecție. În acest mod sunt realizate hărțile spațiale, topografice și tematice (inclusiv cele geomorfologice) și Modelele Numerice de Teren.

Una din limitele aplicării tehnicilor cartografiei radar în reprezentarea reliefului țin de imprecizia în determinarea altitudinilor (în cazul interferometriei) și de fiabilitatea redusă (în cazul radarelinometriei). În consecință, MNT extras nu este atât de precis, ceea ce face ca referențierea elementelor de planimetrie să nu fie exactă.

Pentru sporirea gradului de precizie în cartografierea reliefului, imaginile-radar trebuie corelate cu imaginile optice.

BIBLIOGRAFIE

DUPONT, S. et al., *Production de modèles numériques de terrain par interférométrie et radargrammetrie*, Bulletin SFPT N0148, 1997

MAÎTRE, H. et al., *Cartographie automatique radar: l'apport du traitement des images*, Bulletin SFPT No 148, 1997

POLIDORI L., TOUTIN T., *Cartographie du relief par imagerie radar: l'état de l'art*, Bulletin SFPT No 148, 1997

RADARSAT, Annual review, 1998/99, Canadian Space Agency

Earth Observation & Science Spacecraft Directory, 1998/99, Matra Marconi Space

Universitatea „Valahia” din Târgoviște
Catedra de Geografie

MISCELLANEA

Carpatho-Balkans Conference on Geomorphology, Bratislava, Slovakia, september 2003

The Carpatho-Balkan Conference on Geomorphology was held in Bratislava, Slovakia between september 8 and 14 2003. This was an anniversary moment of the Carpatho-Balkan Geomorphological Commission at its 40 years old celebration. Organizers were the Comenius University in Bratislava, Faculty of Earth Sciences together with the Institute of Geography of the Slovak Academy of Sciences and the Association of Slovak Geomorphologists.

The scientific event was attended by more than 80 scientists from eight countries. The biggest part of them were from Poland and Slovakia, but there were also researchers and scholars from Czech Republic, Hungary, Slovenia, Romania, Austria and Bulgaria. According to the programme, there were held 34 oral papers and 45 poster papers.

The representatives of the Carpatho-Balkan Geomorphological Commission summarizes the activity since last similar conference held in Baile Herculane, Romania (1998).

Problems discussed in papers aimed all the main topics of Carpathians geomorphology like planation surfaces in flysch areas (L. Starkel), recent geomorphic processes in the high mountain area (A. Kotarba), recent morphodynamics and natural hazards (J. Demek, D. Balteanu) etc. Palaeogeomorphology and neotectonics were also a part of the conference presentation (W. Zuchiewicz, J. Minar, M. Bil, J. Čincura, J. Kukulak, W. Margielewski, with papers focused on recent tectonics in Outer Western Carpathians, on the denudation chronology in Western Carpathians, the Alpine-Carpathian junction area, landslide chronology and paleogeomorphology, and periglacial landform evolution in the Tatras and the Moravian Flysch mountain area). Fluvial morphodynamics covered a different group of presentations concerning

channel dynamics and floodplain changes, sedimentary transfer as well as the human impact after the big floods along the Danube, Somes and Vistula rivers. Other interesting topics were related to karstic evolution, river geomorphology, control of mass movements, dune morphology and human impact (T. Kiss, G. Sipos, D. Balteanu et alii, F. Szabolcs et alii. etc.). Applied geomorphology topics covered the last plenary session with interesting problems like landsliding hazard perception in Curvature Subcarpathians rural and urban areas (I. Armas), mapping of mountain relief accessibility (B. Mihai, I. Sandric), dolomite relief in Slovenia (M. Gabrovec), pleistocene glaciation in Krkonose Mts. (M. Křížek) and the High French Alps, Les Écrins Mts. (Z. Raczkowska). P. Roštinský presented an interesting approach explaining the relationship between the Bohemian Massif and the Carpathian Foredeep from the geomorphic point of view.

Poster session dealt with a large spectrum of topics from morphogenesis to morphodynamics and applied geomorphology. GIS and remote sensing were fully represented in most of these presentations. A close relationship between geomorphic research and the human society was the target of a lot of poster papers.

The plenary session of the Carpatho-Balkan Commission of Geomorphology was attended by all the countries representatives. This meeting reviewed the history and the future of the specific activities. Dr. Milos Stakoviansky from Bratislava Comenius University was elected as the new chair of the commission for the next 4 years period and dr. Jan Lacika was nominated as secretary. A statute proposal for CBCG was also discussed. The commission established also guidelines for the future researches (geomorphic risks and global environmental changes, human impact on geomorphic systems, neotec-

tonics and morphogenesis, remote sensing/GIS and geomorphology).

A two day excursion covered the west and the central Slovak Carpathians regions and different topics like: recent tectonics in Malé Karpaty, neotectonics, floodplain dynamics and human impact in Gabčíkovo area on the Danube, neotectonics and drainage reshaping on Žitava Valley, young volcanism in Štyavnickie Vrchy Mts., neogene planation in Kremnický Vrchy Mts., intramontane depression evolution in Turčianska Kotlina Depression, mining and relief evolution in Hornonitrianska Kotlina basin.

Conference was supported by Ministry of Environment of Slovak Republic and by other sponsors (including the famous J. Wiley and Sons Publishing House).

The Romanian geomorphologist's commu-

nity was represented by an important delegation, including Dr. Dan Balteanu, Dr. Iuliana Armas, Dr. Bogdan Mihai, Dr. Mircea Voiculescu and PhD students, Ionut Sandric, Mihaela Verga, Danut Tanislav, Mihaela Serban and Marcel Török, representing the Romanian Academy of Sciences and the faculties and the departments of geography from Bucharest, Timisoara and Targoviste universities. All of them had oral or poster presentations.

The conference was a real occasion for scientific exchanges between specialists. Most of the papers showed a real need to integrate geomorphological researches with social development. New technologies and methods were fully represented in almost all the papers.

Bogdan Mihai

Al VII-lea Simpozion Româno- Italian de Geomorfologie/ The seventh Romanian-Italian Workshop in Geomorphology Suceava, 26 mai-1 iunie 2002

Deja devenită tradițională întâlnirea dintre geomorfologii români și italieni a avut loc între 26 mai și 1 iunie la Suceava, fiind organizată de Asociația Geomorfologilor din România prin Universitatea Ștefan cel Mare Suceava, Departamentul de Geografie; Universitatea din București, Facultatea de Geografie, Institutul de Geografie al Academiei Române.

Prima zi a fost dedicată comunicărilor în plen și sesiunii de postere. Cele treizeci de lucrări au vizat o problemă geomorfologică complexă și s-au înscris unui titlu generos "Environmental geomorphology in the mountain regions". Comunicările prezentate în cadrul simpozionului sunt: P. Federici, A. Ribolini- *The rock glaciers in the Argentara Massif (Maritime Alps, Italy): surface ground temperatures and permafrost presence*; G. Pambianchi, M. Materazzi- *The Grotta della Sibilla in Central Apennini: between geomorphological evidences and legend*; I. Mac, N. Hodor, M. Hosu- *Differences of environmental geomorphological state in Oaş Mountains*;

Giovani Palmentola- *Some geomorphological consideration in South Apennines*; A. di Ludovico- *A research proposal for the study of the rock fall affected slopes*; D. Bălțeanu, P. Enciu, B. Dobre, G. Deak, D. Tanislav- *Geomorphological risk related to mining at Ocnele Mari (Valcea district)*; D. Castaldini, P. Coratza, M. Iotti - *Inventory of the lakes of the high Emilia -Romagna Apennines (Northern Italy)*; V. Surdeanu, I. Irimuş, D. Petrea- *Geomorphological Aggradation and Environmental Consequences for Intramountain Depression*; A. Chelli, C. Tellini- *The Geomorphological features of the high Parma Apennines (Northern Apennine, Italy): the example of the Bratica Valley*; F. Grecu, I. Pătru, L. Comănescu- *The human pressure in the Prahova Valley and Rucăr-Bran Corridor*; M. Măndrescu, V. Budui, Ș. Calistru, E. Vulcan- *The glacial cirques in the Eastern Carpathians*; L. Apostol- *A case of climatic risk-felling caused by wind in Suceava County, during the period 6-8 March 2001*; M. Rădoane,

- V. Surdeanu, N. Rădoane- *The impact of storage plants from the Bistrita river hydrographic basin over the landform dynamics*; D. Popescu, L. Popescu- *Influence of the carbonates rocks quarry exploitation in the Infrabucovines Nappes/ Rarău Syncline (Eastern Carpathians) on the relief morphology*; C. Miclăuș- *The paleoevolution of the region from the Eastern Carpathians that comes into contact with the Moldavian Plateau from the Ciungi Massif area*; I. Armaș, R. Damian, I. Șandric- *Landsliding slope development along the subcarpathian sector of the Prahova Valley*; C. Brânduș, D. Bălțeanu, E. Butnaru- *The anthropic activity in Călimani Mountains- a decisive factor in the present geomorphologic modeling*; V. Chiriță- *Paleogeomorphological evolution of the Dornas Depression*; A. Cioacă, M. Dinu- *Pliocene Quaternary Evolution in the contact area between Brașov Depression and the Surrounding Mountains*; M. Rădoane, N. Rădoane- *Longitudinal profile changes in the bed material size of the Carpathian rivers*; I. Irimuș, I. Mac, V. Surdeanu, D. Petrea- *Environmental Geomorphological Aspects in Arieș Basin*; I. Ioniță- *On the gullying and sedimentation processes*; A. Chelli, C. Tellini- *The Geomorphological Map of Bratica Valley (Northern Apennine, Italy)*; Gh. Romanescu- *Hydrographical basin Moldovitză- morphometrical and morphological characterization of hydrological network*; M. Stefanini, A. Chelli- *Spatio-temporal analysis of mass movements by means of dendrocronology (preliminary results)*; G. Musumeci, A. Ribolini, M. Spagnolo- *Relationship between geomorphic proprieties and tectonic uplift in the argentara Massif (Western Alps, Italy): geodynamic implication*; N. Popescu, F. Folea, M. Ene- *Intamountain/ depressions- areas of diversification of the Carpathian Geomorphologic Environment. Case study: the Loviștei Depression Environment*; I. Mac, L. Buzilă- *The reflection of Environment's Components within Crusts alteration Structure in Apuseni Mountains*; G. Olaru- *geomorphological differentiations in the Nepomuceni-Arșița- Argeștruț area of manganese exploitation*; V. Chiriță- *Geomorphological evidence of the Dorneș Depression tectonics and structure.*
- Aplicația practică înscrisă pe parcursul a patru zile a cuprins cea mai mare parte a Carpaților Orientali: Suceava-Dealul. Ciugi-Vama-Vatra Dornei-Caldera Călimanilor-Cheile Zugrenilor-lacul Izvorul Muntelui-Cheile Bicazului-Depresiunea Giurgeu-Depresiunea Ciuc-Bran-Culoarul Rucăr-Bran.

Laura Comănescu

Al VIII-lea workshop italiano-român de geomorfologie

(cu participarea delegațiilor franceză și belgiană)

VIII Italian - Romanian Workshop on geomorphology

(with the participation of French and Belgian delegations)

Geomorphological sensitivity and system response, Camerino - Modena Apennines (Italy), 4-9 iulie, 2003

Al VIII-lea workshop italiano-român de geomorfologie a avut loc la Camerino între 4 și 9 iulie 2003, cu aplicație practică în Apenninii Nordici, aceasta din urmă organizată de Universitatea din Modena. Comitetul de organizare (D. Castaldini, Università di Modena; B. Gentili și G. Pambianchi, Università di Camerino), alături de secretariat (D. Aringoli,

P. Farabollini, M. Materazzi - Camerino și J. Valdati- Modena) au asigurat o bună desfășurare a workshopului.

Dacă primele șapte întâlniri anuale de lucru ale geomorfologilor români și italieni au fost organizate doar de asociațiile geomorfologilor din cele două țări, cea de-a VIII-a s-a lărgit cu participarea asociațiilor din Belgia și

Franța, fiind înscrisă totodată sub auspiciile International Association of Geomorphologists, bucurându-se de participarea respectivelor președinți: Francesco Dramis (Italia), Nicolae Popescu (Romania, fără participare directă, cu cuvânt de salut), Morgan de Dapper (Belgia), Alain Marre (Franța), Mario Panizza (Italia, președinte al IAG).

Sesiunea de comunicări a workshop-ului din zilele de 5 și 6 iulie s-a desfășurat la Universitatea din Camerino, după amiaza având loc și aplicații practice.

În 7 iulie, pe traseul spre Modena, s-au făcut expuneri asupra regiunii Marche și a baziului Panaro. Aplicația practică din Apenninii Nordici a avut ca obiectiv principal relieful glaciar și periglaciar cu explicații la L. Santo (1 501 m) și Baccio (1 554 m), Monte Cimone (2 165 m), cazarea fiind la hotelul Galassini din Pievepelago.

Participanții au beneficiat de volumul simpozionului. *Proceedings* cuprinde 11 articole și 7 rezumate, în condiții grafice de excepție, precum și probleme organizatorice și ghidul excursiei. Considerăm că lista acestora sugerează concepția și conținutul tematic.

Articole

• V. Agnesi, C. Conoscenti, C. di Maggio, C. Iudicello, E. Rotigliano - *Landslide Hazard Analysis in the Giardo River Basin (Middle-Western Sicily)*. • D. Aringoli, C. Bisci, G. Cantalamessa, C. di Celma, P. Farabollini, M. Fazzini, B. Gentili, M. Materazzi, G. Pambianchi - *Recent variations of Italian central Adriatic coastline*. • D. Aringoli, C. Bisci, P. Farabollini, M. Fazzini, B. Gentili, M. Materazzi, G. Pambianchi - *Recent observations of erosional processes in the Potenza and Chienti river alluvial plains (central Marche, Italy)*. • L. Borgatti, M. Soldati - *Landslide events as indicators of landscape sensitivity to climate change*. • J. M. Carozza, S. Baize - *Morphological response of drainage network to Plio-Pleistocene tectonic activity and exhumation along the Têt fault*. • D. Castaldini, C. Chiriac, D. C. Ilies, J. Valdati - *Geomorphological Sensitivity: the case study of the Natural Reserve of „Salse di Nirano” (Modena Apennines)*. • G. Chiarelli - *The effects of anthropogenic activities of the*

Burana -Leo - Scoltenna - Panaro Land-Reclamation Syndicate (Province of Modena, Northern Italy). • M. Dinu, A. Cioacă - *Contribution to the Romanian geomorphic study of the environment*. • F. Grecu, L. Comănescu, N. Cruceru - *The perception of geomorphic risks in different territorial geosystems. Dynamic and applied significations*. • N. A. Josan, R. I. Petrea, D. C. Ilies - *The relief's sensitiveness in the context of the city Oradea's territorial expansion*. • C. Tellini, A. Chelli - *Ancient and recent landslide occurrences in the Emilia Apennines (Northern Apennines, Italy)*.

Rezumate

• P. P. C. Aucelli, S. Baranello, C. M. Roskoje, M. Russo, N. Scapillati - *The rainfall event of 24 - 26 January 2003 in the Molise region: its effects on soil erosion and slope failure*. • D. Balteanu, M. Ielenicz, N. Popescu - *Climate change and geomorphic hazards in the Bend Carpathians and Subcarpathians (Romania)*. • T. Caracciolo, F. Dramis, A. Valentini - *Recent human induced land changes and related geomorphic hazards in the hilly belt of Corigliano and Rossano (Northern Calabria, Italy)*. • I. Irimus - *Slope Sensitiveness in the Transylvanian diapiric Areas*. • I. Mac - *Auto-projection of the within the geomorphological system with different levels of sensitivity*. • G. Rodolfi - *Changes in hydro-geomorphological conditions of a sector of the Tosco-Romagnolo Apennine as a consequence of the high speed railway tunnels under construction between Bononia and Florence (Italy)*. • V. Surdeanu, D. Petrea - *The sensitivity of the mountainous slopes affected by land*.

Precizăm că materialele (articole și rezumate) au fost comunicate, suscitând instructive dezbateri.

S-a stabilit ca cel de-al IX-lea workshop, în formă lărgită, deci și cu participarea colegilor din Franța și Belgia să se organizeze în Franța de către prof. Alain Marre (de la Universitatea din Reims), în 3- 6 iunie 2004, cu o temă de geoarheologie (*Geomorphological and geo-archaeological aspects of climate changes in Europe*).

Florina Grecu

Al XIX lea Simpozion Național de Geomorfologie
Călimănești, 11–14 octombrie 2001

În perioada 11-14 Octombrie 2001 a avut loc la Călimănești, județul Vâlcea al XIX lea Simpozion Național de Geomorfologie care a avut drept organizatori Asociația Geomorfologilor din România, Universitatea din București, Facultatea de Geografie, Colegiul Universitar Geografia Activităților Turistice, Grup școlar economic administrativ și de servicii - Călimănești.

În prima parte a lucrărilor desfășurate la Casa de Cultură a orașului Călimănești are loc Adunarea Generală a Asociației Geomorfologilor din România. Președintele asociației, prof. univ. dr. Ion Mac prezintă raportul de activitate al asociației ale cărui idei principale vizează: racordarea AGR la organizațiile internaționale, acțiunile desfășurate în ultimii doi ani, publicațiile de geomorfologie și în primul rând revista Asociației — *Revista de Geomorfologie*.

În cadrul aceleași adunări se fac alegeri pentru noua conducere a Asociației Geomorfologilor din România. Aceasta este formată din: prof. dr. Nicolae Popescu, prof. dr. Ion Mac, prof. dr. Dan Bălțeanu, prof. dr. Mihai Ielenicz, prof. dr. Costică Brânduș, prof. dr. Nicolae Josan, prof. dr. Emil Vespremeanu, prof. dr. Florina Grecu, conf. dr. Petre Urdea, prof. dr. Ion Ioniță, lector. drd. Marian Ene. Consiliul AGR stabilește componența biroului: președinte- prof. dr. Nicolae Popescu, vicepreședinte-prof. dr. Costică Brânduș, vice-

președinte-conf. univ. dr. Petre Urdea, secretar general- prof. univ. dr. Florina Grecu, trezorier-lect. univ. drd. Marian Ene.

În cadrul programului simpozionului au fost prezentate 38 de lucrări pe secțiuni și 18 postere. Tematica abordată a fost variată și de actualitate: evoluția reliefului prin diferite tipuri de procese, riscurile geomorfologice, impactul antropic asupra reliefului, degradările de teren și monitorizarea acestora, procesele geomorfologice actuale și formele rezultate, morfometria, geomorfologie litorală și lacustră, cartografierea geomorfologică inclusiv prin tehnici moderne GIS.

Lucrările simpoziunului au continuat cu tradiționala aplicație de teren care s-a realizat pe traseul: Călimănești-Ocnele Mari-Țeica-Horezu-Miloștea-Berbești-Slătioara-Costești-Govora-Călimănești. S-au realizat opriri la : Ocnele Mari, Mănăstirea Horezu, Berbești, Câmpul Slătioarei, Muzeul Trovanților de la Costești, unde s-au oferit informații științifice geografice și din domeniile conexe.

Simpozionul de la Călimănești a fost o reușită din toate punctele de vedere: o participare numeroasă din toate centrele universitare ale țării, un număr mare de tineri geomorfologi, o organizare corespunzătoare (nu trebuie omis ajutorul din partea autorităților locale, mai ales Grupul Școlar Economic Călimănești prin directorul acestuia prof. Gheorghe Lazăr).

Laura Comănescu

**Al XX-lea Simpozion Național de Geomorfologie
Băile Govora, 11–12 aprilie 2003**

Manifestare științifică devenită tradițională, Simoziionul Național de Geomorfologie ajuns la cea de a XX-a ediție a fost organizat de Facultatea de Geografie a Universității din București, Institutul de Geografie al Academiei Române cu sprijinul Primăriei orașului Băile Govora, Liceului teoretic Băile Govora și Școlii generale din Mlăceni, comuna Perișani.

Lucrările simpozionului au fost deschise de prof. dr. Nicolae Popescu, președintele Asociației Geomorfologilor din România, urmate de alocuțiunile prof. dr. Ion Mac, Universitatea Babeș - Bolyai, Cluj și prof. dr. Dan Bălteanu, Institutul de Geografie, membru corespondent al Academiei Române.

Momentul plin de semnificație al simpozionului l-a constituit Adunarea Generală a AGR, marcată de retrospectiva simpozioanelor expusă de prof. dr. doc. Grigore Posea, președintele de onoare al Asociației Geomorfologilor, relevând tematica fiecărui simpozion de la primul ținut la Brașov în 1972 până la actuala ediție, Băile Govora, 2003. Totodată au avut loc alegerea Consiliului Executiv format din următorii: prof. dr. Nicolae Popescu, prof. dr. Ion Mac, prof. dr. Mihai Ielenicz, prof. dr. Costică Brânduș, prof. dr. Emil Vespremeanu, prof. dr. Florina Grecu, prof. dr. Virgil Surdeanu, prof. dr. Petre Urdea, prof. dr. Ion Ioniță, C. P. I dr. Mioara Sandu, lector. dr. Marian Ene. Consiliul Executiv a stabilit următoarea componență a biroului: președinte-

prof. dr. Emil Vespremeanu, vicepreședinti: CP I dr. Maria Sandu, prof. univ. dr. Virgil Surdeanu, prof. dr. Ion Ioniță, secretar- prof. dr. Florina Grecu, trezorer - lector. dr. Marian Ene.

Programul a inclus 57 de comunicări reprezentând contribuții valoroase, dintre care 41 au fost susținute pe secțiuni și 16 sub formă de postere. Varietatea subiectelor au reflectat preocupările de fond ale cercetătorii geomorfologice, expresie a diversificărilor din ultimii ani. Prin problematica abordată - paleogeomorfologie, geomorfologie regională, geomorfologie dinamică, hazarde și riscuri geomorfologice, calitatea mediului și tehnici GIS - s-a dovedit încă o dată că geomorfologia la început de mileniu trei rămâne cu aceeași valabilitate generală și cu posibilități eficiente de investigare a reliefului, ca cercetare aprofundată durabilă de utilizarea tehnicilor GIS ajunge la concluzii practice deosebite care ar putea fi preluate în sfera factorilor de decizie.

Lucrările simpozionului s-au încheiat cu o aplicație de teren în Defileul Oltului și Depresiunea Titești, obiectul principal constând în cunoașterea particularităților geomorfologice a unităților invocate, relevante cu profesionalism și sobrietate științifică de prof. dr. Nicolae Popescu.

Dacă adăugăm condițiile excelente de organizare, participarea numeroasă, subliniind în mod special prezența tinerilor geomorfologi avem imaginea unei manifestări științifice care s-a bucurat de o fructoasă reușită.

Maria Sandu