

ASOCIAȚIA GEOMORFOLOGILOR DIN ROMÂNIA

**REVISTA
DE
GEOMORFOLOGIE**

6

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

EDITOR: prof. Dr. Emil Vespremeanu, Președintele A.G.R

EDITOR ADJUNCT: Prof.dr. Florina Grecu, Secretar general A.G.R

COLEGIUL DE REDACȚIE

Dr. Lucian Badea, Institutul de Geografie, București
Prof.dr. Yvonne Bathiau-Quenney, Universitatea din Lille, Franța
Prof.dr. Dan Bălțeanu, Universitatea din București
Prof.dr. Costică Brânduș, Universitatea din Suceava
Prof.dr. Dorian Castaldini, Universitatea din Modena, Italia
Prof.dr. Adrian Cioacă, Universitatea Spiru Haret, București
Prof.dr. Morgan De Dapper, Universitatea din Gand, Belgia
Prof.dr. Mihaela Dinu, Universitatea Româno-Americană, București
Prof.dr. Francesco Dramis, Universitatea Roma 3, Roma, Italia
Prof.dr. Eric Fouache, Universitatea Paris 12, Franța
Prof.dr. Paolo Roberto Frederici, Universitatea din Pisa
Prof.dr. Mihai Grigore, Universitatea din București
Prof.dr. Mihai Ielenicz, Universitatea din București
Prof.dr. Ion Ioniță, Universitatea Al.I. Cuza, Iași
Prof.dr. Aurel Irimuș, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Prof.dr. Nicolae Josan, Universitatea din Oradea
Prof.dr. Ion Mac, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Dr. Gh. Niculescu, Institutul de Geografie, București
Prof.dr. Andre Ozer, Universitatea din Liege, Belgia
Prof.dr. Kosmas Pavlopoulos, Universitatea din Salonic, Grecia
Prof.dr. docent Gr. Posea, Universitatea Spiru Haret, București
Prof.dr. Ioan Povară, Institutul de Speologie, București
Prof.dr. Maria Rădoane, Universitatea din Suceava
Prof.dr. Nicolae Rădoane, Universitatea Suceava
Prof.dr. Constatntin Rusu, Universitatea Al.I. Cuza, Iași
Dr. Maria Sandu, Institutul de Geografie, București
Prof.dr. Victor Sorocovschi, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Prof.dr. Virgil Surdeanu, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Prof.dr. Petre Urdea, Universitatea de Vest din Timișoara
Prof.dr. Fokion Vosniakos, Universitatea din Salonic, Grecia

© editura universității din bucurești®

Șos. Panduri, 90-92, București – 050663; Telefon/Fax: 410. 23. 84

E-mail: editura_unibuc@yahoo.com

Internet: www.editura.unibuc.ro

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

EDITOR: prof. Dr. Emil Vespremeanu, Președintele A.G.R

EDITOR ADJUNCT: Prof.dr. Florina Grecu, Secretar general A.G.R

COLEGIUL DE REDACȚIE

Dr. Lucian Badea, Institutul de Geografie, București
Prof.dr. Yvonne Bathiau-Quenney, Universitatea din Lille, Franța
Prof.dr. Dan Bălțeanu, Universitatea din București
Prof.dr. Costică Brânduș, Universitatea din Suceava
Prof.dr. Dorian Castaldini, Universitatea din Modena, Italia
Prof.dr. Adrian Cioacă, Universitatea Spiru Haret, București
Prof.dr. Morgan De Dapper, Universitatea din Gand, Belgia
Prof.dr. Mihaela Dinu, Universitatea Româno-Americană, București
Prof.dr. Francesco Dramis, Universitatea Roma 3, Roma, Italia
Prof.dr. Eric Fouache, Universitatea Paris 12, Franța
Prof.dr. Paolo Roberto Frederici, Universitatea din Pisa
Prof.dr. Mihai Grigore, Universitatea din București
Prof.dr. Mihai Ielenicz, Universitatea din București
Prof.dr. Ion Ioniță, Universitatea Al.I. Cuza, Iași
Prof.dr. Aurel Irimuș, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Prof.dr. Nicolae Josan, Universitatea din Oradea
Prof.dr. Ion Mac, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Dr. Gh. Niculescu, Institutul de Geografie, București
Prof.dr. Andre Ozer, Universitatea din Liege, Belgia
Prof.dr. Kosmas Pavlopoulos, Universitatea din Salonic, Grecia
Prof.dr. docent Gr. Posea, Universitatea Spiru Haret, București
Prof.dr. Ioan Povară, Institutul de Speologie, București
Prof.dr. Maria Rădoane, Universitatea din Suceava
Prof.dr. Nicolae Rădoane, Universitatea Suceava
Prof.dr. Constatntin Rusu, Universitatea Al.I. Cuza, Iași
Dr. Maria Sandu, Institutul de Geografie, București
Prof.dr. Victor Sorocovschi, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Prof.dr. Virgil Surdeanu, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca
Prof.dr. Petre Urdea, Universitatea de Vest din Timișoara
Prof.dr. Fokion Vosniakos, Universitatea din Salonic, Grecia

© editura universității din bucurești*

Șos. Panduri, 90-92, București – 050663; Telefon/Fax: 410. 23. 84

E-mail: editura_unibuc@yahoo.com

Internet: www.editura.unibuc.ro

C U P R I N S

Editorial

E. VESPREMEANU, *Geomorfologia în primul deceniu al mileniului trei* / 5

Articole

E. VESPREMEANU, Daniela STRAT, *Biogeomorfologia, o nouă ramură în plin avânt a geomorfologiei* / 9

I. MAC, Maria HOSU, *Geomorphologic evolution through cataclinal processes* / 17

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE, *Considerații asupra rolului geomorfologiei aplicate în planificarea teritoriului* / 23

Yvonne BATTIAN-QUENEY, *Beach-dune systems of the North of France: a dynamic equilibrium?* / 37

Frederic ROUSSEAU, Florina GRECU, *Caractérisation d'erreurs sur un modèle numérique de terrain en fonction de zones morphologiques des versants* / 45

Abdelkader ABDELLAOUI, André OZER, Ileana Georgeta PĂTRU, Mihai IELENICZ, *Imagerie satellitale et suivi du risque naturel en Roumanie: glissement de terrain sur la vallée de Prahova* / 53

I. ARMAȘ, R. DAMIAN, I. ȘANDRIC, *Landslides in the M. Caproiu St. - Eternității St. perimeter, town of Breaza* / 61

Mihai IELENICZ, Laura COMĂNESCU, Alexandru NEDELEA, *Loess-related landforms in central and northern Dobrogea - Romania* / 71

Maria SANDU, *Procesele de ravenare din Podișul Secașelor* / 77

Costică BRÂNDUȘ, Ionuț CRISTEA, Virgil GRĂDINARU, *Factorii specifici și dinamica proceselor de deplasare în masă de pe versantul drept al Sucevei – sectorul dintre Pârâul Șcheia și Pârâul Cetății* / 87

Marian ENE, Florina FOLEA, *Potențialul de utilizare a reliefului în sectorul montan și subcarpatic al bazinului Râmnicu Sărat* / 95

Ștefan CONSTANTINESCU, *The evolution of Cape Midia's shore sector in the period 1883–2002* / 103

Luminița PREOTEASA, Alfred VESPREMEANU-STROE, *Recent investigations regarding the beach-dune interactions on a microtidal coast in a temperate dry climate, Sfântu Gheorghe, Danube Delta Coast* / 103
glaciare care definesc circurile glaciare / 109

Not e

E. VESPREMEANU, *Tafoni pe torurile și blocurile granitice din Culmea Pricopan* / 131

Miscellanea

Al IX-lea workshop al geomorfologilor din Italia, România, Franța, Belgia: *Aspects Géomorphologiques et Géoarchéologiques des changements climatiques en Europe*, 3-6 juin 2004, Reims, Campus Croix-Rouge (Florina Grecu) / 139

Workshop internațional de geomorfologie alpină și hazarde montane, *Bâlea Cascadă — Munții Făgăraș* (Andreea Andra) / 140

Recenzii: MIHAI IELENICZ, *Geomorfologie*, Editura Universitară, București, 2004 (Mihaela Verga); NICOLAE RĂDOANE, *Geomorfologia bazinelor hidrografice mici*, Editura Universității Suceava, 2002 (Laura Comănescu); FLORINA GRECU, GIOVANNI PALMENTOLA, *Dynamic geomorphology*, Editura Tehnică, București, 2003 (Dr. Maria Sandu) / 141

Geomorfologia în primul deceniu al mileniului trei

A șasea Conferință Internațională de Geomorfologie s-a desfășurat în Spania, la Zaragoza, între 7 și 11 septembrie 2005, cu tema generală: „Geomorfologia regiunilor cu contraste de mediu”. Participarea la această impresionantă reuniune științifică mi-a oferit prilejul de a simți pulsul comunității geomorfologilor din Lume și de a încerca o analiză a stării cercetării geomorfologice la mijlocul primului deceniu al mileniului trei. Rândurile de mai jos reprezintă nu numai o dare de seamă asupra activităților din cadrul conferinței, dar și prilejul exprimării unor reflexii proprii asupra stării actuale a științei pe care o slujesc de aproape 40 ani.

Câteva cifre exprimă lapidar realitatea conferinței geomorfologice mondiale: aproape 1 000 de participanți din 44 țări, 5 conferințe în plen, 17 secțiuni în care au fost prezentate 742 de comunicări, 3 secțiuni speciale cu un total de 49 de comunicări, 5 grupuri de lucru cu un total de 86 de comunicări, nesfârșite discuții pe coridoarele impresionantului Auditorio-Palacio de Congresos și la reuniunile organizate de diferitele delegații.

Dincolo de aceste cifre sunt geomorfologii, acei oameni pasionați cu cele mai diferite vârste, mulți foarte tineri, care încearcă să descifreze tainele reliefului planetei Terra de la întregul global, la cel zonal, regional, local sau punctual.

Știind bine că fiecare moment din evoluția unei științe reflectă un anumit spirit al timpului (Zeitgeist), o anumită metodologie și anumite ținte spre care se îndreaptă atenția cercetătorilor, în bună măsură ca urmare a comenzii sociale, mă obseda întrebarea: prin ce se caracterizează momentul geomorfologic actual și spre ce îndreaptă geomorfologia în viitor?

Modul de grupare al geomorfologilor în cele 17 secțiuni care le-au stat la dispoziție exprimă, în mare măsură, orientarea atenției geomorfologilor spre anumite domenii.

Domeniile de interes se grupează astfel: (i) geomorfologia fluvială, geomorfologia versantelor, geomorfologia structurală și neotectonica, eroziunea solurilor, geomorfologia costieră, sunt domeniile de interes maxim; (ii) geomorfologia glaciară și periglaciară, aplicarea GIS-ului în geomorfologie, procesele de meteorizație, geomorfologia mediului, geomorfologia și moștenirea culturală, sunt domenii de interes moderat; (iii) domeniile de interes redus sunt: dezastrele naturale geomorfologice, geomorfologia carstului, teorie și metode în geomorfologie, geomorfologia regiunilor aride, geomorfologia regiunilor tropicale, relieful vulcanic și răspunsul uman la schimbările geomorfologice rapide.

Desigur, această ierarhizare a domeniilor de interes, după modul de grupare a comunicărilor în cele 17 secțiuni, prezintă un oarecare grad de subiectivism. De exemplu numărul mic de comunicări de la secțiunea „Dezastre naturale geomorfologice” nu exprimă atenția reală de care se bucură acest domeniu deoarece la majoritatea secțiunilor au fost prezentate comunicări în care se discutau probleme ale hazardelor geomorfologice fluviale, de versant, costiere, vulcanice etc. De altfel, în documentul final al Conferinței, se afirmă: *„Cercetarea geomorfologică care produce hărți și modele necesare identificării ariilor susceptibile de a fi afectate de hazarde naturale oferă o parte din baza științifică pentru luarea deciziilor de reducere și prevenire a pierderilor de vieți și bunuri materiale de către evenimentele naturale.”* Și în continuare: *„Geomorfologii trebuie să contribuie la luarea deciziilor la toate nivelurile pentru prevenirea și reducerea hazardelor geomorfologice”*...

Cele **trei sesiuni speciale** au avut ca teme: (i) contribuțiile geomorfologiei la înțelegerea schimbărilor globale (8 comunicări); (ii) geomorfologia Antarcticii (13 comunicări); (iii) geomorfologia carstului pe evaporite (28 comunicări).

Grupurile de lucru active, care și-au prezentat rezultatele la Zaragoza sunt: geomorfologia râurilor mari (12 comunicări), geoarheologie (29 comunicări), situri geomorfologice (25 de comunicări), interacțiuni dintre procesele fluviale, eoliene și lacustre (6 comunicări), hidrologia și geomorfologia albiilor pietroase de râu (14 comunicări). Fiecare grup de lucru este format prin asocierea unui număr de cercetători din diferite țări în vederea dezvoltării cunoașterii într-un anumit câmp al geomorfologiei. Grupul de lucru are un președinte și un secretar, are un program de activitate foarte clar și în final, de obicei la 4 ani de la înființare, trebuie să prezinte nu numai un raport asupra rezultatelor obținute, dar și un studiu de sinteză publicat într-o editură bine cotate.

Cartarea și cartografia geomorfologică rămâne o preocupare a majorității geomorfologilor, chiar dacă la Conferință nu s-a organizat o secțiune sau un grup de lucru pe această temă. Expoziția de hărți geomorfologice în perspectivă istorică, de la primele hărți de la începutul secolului XX, până la excepționala „*Mapa Geomorfologica de Espana y del margen continental*” la scara 1:1.000.000, publicată în anul 2005 sub coordonarea lui A. Martin-Serrano, ca și numeroasele hărți de cele mai diferite tipuri prezentate la comunicări sau pe postere, denotă interesul constant spre această cale de exprimare științifică proprie geomorfologilor. Tehnicile GIS, ca și modelele 3D sunt elementele de noutate specifice ultimilor ani.

Privind în ansamblu ponderea preocupărilor actuale ale geomorfologilor din cele 44 de țări participante constatăm **orientarea interesului dominant** pentru studiul proceselor fluviale, de versant și costiere, multe din comunicări având pronunțat caracter practic. Constatăm, de asemenea interesul redus pentru reconstituirea morfogenetice, pentru terase și pentru aspectele strict morfologice (analiza formelor), aspecte spre care se orienta, cu prioritate, cercetarea geomorfologică în urmă cu 20 – 25 ani.

Atenția acordată **proceselor geomorfologice actuale** nu este întâmplătoare. O primă explicație este legată de caracterul practic al cunoașterii acestor procese care induc frecvent hazarde și de finanțarea preferențială a lor. A doua, ar fi posibilitatea analizei rezultatelor măsurătorilor din teren prin tehnici matematice considerate de mulți a fi singurele care ar da substanță științifică lucrărilor respective.

Domeniile relativ noi spre care se îndreaptă un număr din ce în ce mai mare de geomorfologi sunt geoarheologia, siturile geomorfologice, geomorfologia reliefului fundurilor oceanice, geomorfologia ariilor sensibile la hazarde. Fiecare din aceste domenii se confruntă cu necesitatea fundamentării teoretice și metodologice a demersului științific, precum și cu dificultăți financiare în asigurarea logisticii de cercetare.

Spre ce se îndreaptă geomorfologia în partea a doua a primului deceniu din mileniul trei? Mesajul noului președinte al Asociației Internaționale de Geomorfologie, Andrew Goudie, la încheierea lucrărilor Conferinței de la Zaragoza, indică **cinci domenii prioritare** pentru viitorii 4 ani: geomorfologia peisajelor, geomorfologia aplicată, implicațiile geomorfologice ale schimbărilor globale, rolul geomorfologiei în sistemul științelor Pământului, studiile geomorfologice la scară planetară.

Primul domeniu vizează dezvoltarea cercetărilor geomorfologice asupra peisajelor care prezintă importanță ca moștenire pentru generațiile viitoare. Există riscul, din ce în ce mai evident, degradării sau chiar al dispariției unor peisaje cu relief de mare valoare științifică și estetică. Acestea trebuie cunoscute, monitorizate și protejate prin înființarea geoparcurilor și geositurilor.

Importanța geomorfologiei aplicate este recunoscută de multă vreme. Aici se impune concentrarea atenției asupra cunoașterii hazardelor naturale (alunecări de teren, torențialitate, inundații, eroziunea solurilor, deșertificarea etc.) în scopul producerii de hărți și modele necesare nivelurilor de decizie în acțiunile de prevenire și combatere a riscurilor materializate prin pierderi de vieți omenești, a bunurilor materiale, degradarea resurselor de sol etc.

Schimbările globale din ce în ce mai vizibile impun dezvoltarea unei noi direcții în geomorfologia actuală. Este vorba de studiul impactului schimbărilor climatice globale asupra reliefului regiunilor sensibile ale Terrei la aceste schimbări. Tundrele, stepele, regiunile semiaride, deltele, lagunele, regiunile glaciare actuale (Groenlanda, în primul rând, dar și Antarctica și ghetarii montani) reprezintă astfel de regiuni sensibile care vor suferi transformări cu direcții, ritmuri și intensități încă foarte puțin cunoscute.

Aportul geomorfologiei la dezvoltarea științelor Pământului este din ce în ce mai solicitat. Domeniul vizează analiza ratei de denudație și ciclurile geochimice în corelație cu schimbările tectonice și climatice prin colaborarea cu geologi și geofizicieni. Un nou grup de lucru condus de profesorul Lothar Schrott este pe cale de a se forma pentru a dezvolta această direcție.

Studiile geomorfologice la scară planetară vizează trei direcții: (i) cercetarea reliefului planetelor, mai ales al planetei Marte; (ii) cercetarea reliefului fundurilor oceanice și (iii) cercetarea ansamblului reliefului subaerian la scară zonală. Utilizarea imaginilor satelitare, al sondajelor acustice *side-scan sonar* și al sondajelor seismice 3D în corelație cu tehnicile geofizice și geologice sunt metodele principale de la care se așteaptă date pe care să se fundamenteze ipoteze noi, posibil revoluționare, pentru științele Pământului. Tot aici se încadrează și preocupările pentru descifrarea morfogenezei unor unități de relief la scară zonală și regională în spiritul nou, mobilist, care respinge, din ce în ce mai viguros, uniformitarismul davisian.

În comunitatea mondială a geomorfologilor se observă, cu diferite intensități și nuanțe în fiecare din țările participante, câteva **manifestări care tind să frâneze dezvoltarea** științei noastre. Una ar fi autoritarismul agresiv al unor geomorfologi mai vârstnici, din fericire din ce în ce mai puțini, în scopul menținerii paradigmelor vechi și ignorarea noilor realizări. A doua ar consta în entuziasmul juvenil cu care unii tineri se grăbesc în prezentarea unor rezultate insuficient fundamentate printr-o bază teoretică serioasă și prin cercetări pe teren suficient de aprofundate. Goana după un număr cât mai mare de lucrări publicate, cu prezentarea repetată a acelorași rezultate în lucrări diferite conduce la abateri de la etica științifică cu urmări grave în viitor. A treia: excesul de GIS în dauna cercetărilor pe teren, ori este evident pentru orice geomorfolog adevărat că munca de teren nu poate fi înlocuită prin tehnicile GIS, după cum calculatorul nu poate gândi pentru noi.

Înainte de închiderea lucrărilor se hotărăște locul de desfășurare al următoarei conferințe internaționale de geomorfologie și al conferințelor regionale.

Cea de șaptea Conferință Internațională de Geomorfologie se va desfășura în anul 2009 la Melborn, cu aplicații de teren în 11 locații de pe tot continentul australian, precum și în Noua Zeelandă. Până atunci se vor desfășura 5 conferințe regionale: Spitzbergen (2006), Brazilia (2007), Filipine - Borneo (2007), România (2008), Israel (2008).

Părăsim Zaragoza cu sentimentul tonic de a fi participat la cea mai palpitantă aventură științifică geomorfologică de la mijlocul primului deceniu al mileniului trei. Paleta largă de preocupări, numărul mare de participanți entuziaști la toate secțiunile, numărul foarte mare de geomorfologi tineri foarte pasionați dovedesc că geomorfologia actuală este o știință în plin avânt de la care se așteaptă în viitor contribuții teoretice și practice esențiale pentru dezvoltarea științelor Pământului.

Biogeomorfologia, o nouă ramură în plin avânt a geomorfologiei

E. VESPREMEANU, Daniela STRAT

Cuvinte-cheie: biogeomorfologie; interacțiuni viețuitoare–relief. **Key words:** biogeomorphology, biota–relief interactions.

Biogeomorphology is the geomorphology's branch that studies the interactions between relief and organisms and the mechanisms by which these interactions take place. From the beginning, the approach is interdisciplinary, notions like geomorphology, botany, zoology and ecology being applied in close relationships.

Biogeomorphology's fields are phytogeomorphology and zoogeomorphology. To them, we can also add the application of research principles and techniques in the study of different types of relief: meadows, deltas, marine sea-costs, mountains, hydrographic basins.

The biogeomorphological processes are: bioweathering, bioerosion, bioconstruction and bioprotection.

The biogeomorphological applications are either scientific (quaternary paleoenvironment reconstruction, different geosystems functioning acknowledgement) or practical, like a certain region's reconstruction or management.

The purpose of this paper is to present biogeomorphology's problems, little known in Romania, with hope that the branch will better develop in the future. The essential references at the end of the paper are meant to ease the first steps in any research activity initialized in this field.

Introducere

Cu rădăcini mult mai vechi decât anii '88-'90 în care s-a afirmat ca direcție distinctă de cercetare, biogeomorfologia este în prezent o ramură a geomorfologiei în plin avânt. Ca și geoarheologia, biogeomorfologia are caracter multi- și interdisciplinar, integrând rezultatele cercetărilor asupra reliefului cu cele asupra speciilor, biocenozelor și ecosistemelor.

Tradițiile sunt impresionante. Bazele au fost puse la începutul secolului al XIX-lea de Alex. von Humboldt în lucrarea în care analizează corelația între relief și distribuția plantelor și animalelor, deschizând astfel calea abordărilor interdisciplinare în cercetarea naturii (Alex. von Humboldt, 1807).

Mai târziu, Ch. Darwin, un alt corifeu al științei universale, abordează, atât în jurnalul călătoriei sale în jurul Lumii (1845), cât și în lucrarea sa fundamentală *Originea speciilor* (1859), numeroase aspecte ale influenței transformatoare ale viețuitoarelor asupra reliefului în general și asupra recifilor de corali, în special.

În cea de a doua jumătate a secolului al XIX-lea au urmat numeroase studii, mai ales de botanică, care tratează despre influențele vegetației asupra reliefului în ansamblu (A.P.A. Candolle, 1874) sau asupra unor anumite forme de relief (H.C. Cowles, 1899).

După 1900 cercetătorii de formație biologică continuă studiul interacțiunilor dintre relief și viețuitoare. În același timp geomorfologii intră în scenă efectuând primele analize asupra rolului plantelor asupra evoluției versantelor și a reliefului în general.

Astfel apare conceptul de fiziografie ecologică (H.C. Cowles, 1901), care devine o direcție de cercetare continuată apoi cu ecologia peisajelor (landscape ecology).

Mai târziu, F.E. Clements (1916) elaborează și dezvoltă teoria succesiunii fitocenozelor, în care acordă o atenție deosebită stadiului de climax considerat ca rezultat al tuturor proceselor geomorfologice și biologice care conduc la o stare de stabilitate îndelungată atât la nivelul reliefului cât și al fitocenozelor. Ieșirea din această stare de stabilitate poate fi

determinată de procesele care afectează fie unul din componente, vegetația sau relieful, fie ambele.

Dintre geomorfologi remarcăm rezultatele lui G.K. Gilbert (1909, p. 344–350), care analizează detaliat structura și funcționarea versantelor montane sub controlul vegetației subliniind influența hotărâtoare a acesteia în desfășurarea proceselor de eroziune fluvială sau de creep. De asemenea, un rol deosebit în fundamentarea biogeorfologiei și în creșterea interesului față de aceasta l-a avut W.M. Davis (1899, 1909) prin numeroasele observații și comentarii asupra relației dintre relief și viețuitoare.

În perioada care a urmat până la sfârșitul celui de al doilea război mondial se dezvoltă geobotanica (H.A. Gleason, 1917; F.E. Clements, 1936), ecologia peisajelor (landscape ecology) și geoecologia (C. Troll, 1939), fundamentându-se un nou mod de abordare interdisciplinar care va conduce la biogeorfologie.

Anul 1960 este marcat de apariția unei lucrări esențiale în fundamentarea biogeorfologiei: „Geomorphology and Forest Ecology of a Mountain Region in the Central Appalachians” rezultată din cercetările a doi geomorfologi de la Universitatea Harvard, J.T. Hack și J.C. Goodlett. Autorii pornesc de la o analiză geomorfologică detaliată a văilor și versantelor, a litologiei și structurii, a formațiunilor superficiale și a vegetației, insistând asupra interrelațiilor complexe dintre forme, procese și vegetație. Acest studiu a devenit repede un adevărat model de abordare a intercondiționărilor dintre viețuitoare și relief (W.R. Osterkamp et al., 1995; W.R. Osterkamp, J.M. Friedman, 1997).

Termenul și conceptul de biogeorfologie a fost lansat de H.A. Viles în anul 1988, în lucrarea devenită clasică: *Biogeomorphology*, 365 pagini, care reprezintă primul moment de sinteză.

Al doilea moment de sinteză nu a întârziat să apară, fiind reprezentat de lucrarea lui J.B. Thomes (1990): „Vegetation and erosion”, un volum impresionant de 518 pagini.

Al treilea moment important este reprezen-

tat de workshop-ul Societății Regale de Geografie din Marea Britanie desfășurată la Plymouth în ianuarie 2001, a cărei tematică era axată exclusiv pe problemele biogeorfologiei.

Toate aceste realizări consacră biogeorfologia ca domeniu distinct cu principii, metode și tehnici specifice, în multe școli geografice sau geologice devenind una dintre preocupările dominante. Astfel în Olanda, la Universitatea Tehnică din Delft, a fost lansată pe internet ceea ce s-a numit „Biogeomorphology Platform”, care a devenit, începând cu 08.12.2003 prima platformă de discuții, continuată în 21–22.04.2004. Principalele teme au fost: (1) biogeorfologia coastelor și estuarelor; (2) biogeorfologia râurilor cu privire specială asupra interacțiunilor dinamice între intervențiile umane, vegetație și scurgere și (3) potențialul biogeorfologiei în cooperare și educație.

În zilele noastre se observă tendința apariției unor subdomenii ale biogeorfologiei dedicate studiului de detaliu al problemelor pe tipuri de relief: versanți, lunci, delte etc., ultima sinteză realizată de M.J. Baptist (2005) fiind un exemplu în acest sens.

În încercarea de reconciliere între măsurile de amenajare hidrotehnică și valorile ecologice cercetătorii olandezi de la Delft Hydraulics introduc, în anul 2002, conceptul de eco-inginerie care a prins repede, devenind în zilele noastre o direcție de instruire a viitorilor ingineri hidrotehnicienii. Accentul se pune pe înțelegerea rolului viețuitoarelor și asociațiilor acestora (biocenoze și ecosisteme) asupra reducerii eroziunii, stabilizării sedimentelor, reducerea turbidității, reconstrucția regiunilor umede.

În același timp, în Statele Unite ale Americii, apar preocupări similare pentru studiul integrat al scurgerii și transportului de sedimente și ecosisteme. Specialiștii americani consideră că direcția eco-ingineriească poate fi utilă numai în instruirea hidrotehnicienilor, neputând fi substituită biogeorfologiei (W.R. Osterkamp, J.M. Friedman,

1997).

În România se observă, încă de la începutul secolului XX, explicarea unor procese fluviiale și litorale pe baza rolului, considerat esențial, jucat de viețuitoare (Gr. Antipa, 1912, 1914; Gh. Bârcă, 1947). În lucrarea sa fundamentală, Terra, S. Mehedinți (1931) prezintă în mai multe capitole date privind rolul viețuitoarelor în determinarea unor procese geomorfologice.

Mai recent N. Botnariuc și S. Beldescu (1961), în studiul asupra complexului de bălți Crapina-Jijila, menționează rolul esențial al faunei de moluște în configurarea unei anumite morfologii a fundului bălții Crapina: *... "piscurile și grindurile adiacente sunt formate în cea mai mare parte din melciș mărunțit de valuri, transformat în nisip fin, la care, încetul cu încetul se adaugă și detritus vegetal și ceva aluviuni aduse de ape."* (p. 175).

Menționăm și preocupările noastre asupra explicării proceselor morfogenetice de la gurile Sfântu Gheorghe și Chilia, mai ales în legătură cu rolul vegetației în extinderea deltelor secundare prin extinderea și juxtapunerea fultanelor (E. Vespremeanu, 1980; 1983), precum și intercondiționările dintre relieful deltaic și vegetație (E. Vespremeanu, 2004).

Numeroase alte lucrări ale geomorfologilor români cuprind observații generale despre influența vegetației asupra reliefului, fără a avea pretenția că realizează abordări biogeomorfologice.

Ce este biogeomorfologia?

Conform unei definiții unanim acceptate în prezent: *"Biogeomorfologia este ramura geomorfologiei care se ocupă cu studiul interacțiunilor dintre relief și organisme"* (H.A. Viles, 1988, 1990; J.B. Thomes, 1990; TU-Delft, 2002; M.J. Baptist, 2005, p. 2–3). Este evident că viețuitoarele, specii și biocenoză, să controleze relieful pe care îl populează. Scopul biogeomorfologiei constă în studiul mecanismelor prin care se realizează acest control. Din start abordarea este interdisciplinară, noțiunile din geomorfologie, botanică,

zoologie și ecologie fiind integrate și aplicate în strânsă corelație reciprocă. Este vorba de un demers complex în care are loc integrarea reciprocă a conceptelor, metodologiei și tehnicilor de cercetare, ceea ce impune specialistului o pregătire aprofundată în toate domeniile aflate în contact.

Subdomeniile biogeomorfologiei

În prezent se observă desprinderea din trunchiul comun al biogeomorfologiei a două direcții mai mult sau mai puțin specializate: fitogeomorfologia și zoogeomorfologia.

Fitogeomorfologia este domeniul biogeomorfologiei care se ocupă cu studiul relațiilor dintre relief și fitocenoză. Termenul de fitogeomorfologie a fost validat de J.A. Howard și C.W. Mitchel (1985), pe baza analizei unui volum mare de date privind raporturile strânse dintre pădure și versant, dintre vegetația ripariană și relieful luncilor etc.

Zoogeomorfologia a apărut ceva mai târziu, termenul fiind consacrat de D.R. Butler (1995), în scopul diferențierii câmpului de cercetare în care se analizează speciile și asociațiile de animale ca agenți geomorfologici.

Alte direcții de specializare se înregistrează în aplicarea principiilor și metodelor biogeomorfologiei la studiul anumitor forme de relief: lunci, litoraluri, delte, versante, bazine hidrografice montane etc.

Procesele biogeomorfologice

Principalele procese biogeomorfologice sunt: biometeorizația, bioeroziunea, bioconstrucția, bioprotecția.

Biometeorizația este procesul de favorizare sau de frânare a meteorizației de către plante. Aici identificăm trei procese distincte: (i) penetrația rădăcinilor plantelor superioare în fisurile rocilor cu fragmentarea blocurilor și ulterior cu desprinderea lor din versant (ii) atacul cianobacteriilor și altor bacterii asupra cristalelor de calcit cu formarea de orificii mici care se vor extinde treptat și vor favoriza meteorizația granulară (H. Viles, 1995); (iii) protecția suprafeței roci prin dezvoltarea unui strat de licheni care frânează eficient penetrația agenților externi generatori

de meteorizație.

Bioeroziunea este procesul de eroziune favorizat de activitatea viețuitoarelor. Exemplul cel mai cunoscut sunt legat de rolul deplasării turmelor de animale domestice sau sălbatice pe versante, cu formarea potecilor de vite și dezvoltarea eroziunii. Alt exemplu, mai puțin cunoscut, se referă la activitatea găștelor sălbatice și lebedelor care consumă plantele de pe țărmurile lagunelor și din lunci favorizând eroziunea subsecventă în regiunile respective (L.A. Naylor al., 2002).

Bioconstrucția se referă la procesul de producere a materiei organice care se poate acumula generând forme de relief (cazul recifelor de corali), poate forma straturi cu diferite grosimi care protejează relieful (cazul acumulărilor masive de cochilii pe țărmurile marine), poate favoriza esențial geneza unor ostroave prin dezvoltarea fultanelor, sau poate contribui la acumularea și cimentarea resturilor organice cu formarea unor microforme de relief mai ales în regiunile de luncă, în delte sau pe țărmuri.

Bioprotecția este procesul prin care biocenozele și ecosistemele protejează formele de relief împotriva eroziunii sau proceselor gravitaționale. Exemplul unui versant subcarpatic este concludent (E. Vespremeanu, 1981). Aceste versante au evoluat împreună cu pădurile de foioase ajungându-se la un stadiu reciproc de echilibru: versantele au profil convex-concav echilibrat iar pădurea se află în stadiul de climax. În lipsa intervențiilor antropice acest echilibru, specific începutului secolului al XIX-lea, s-ar fi păstrat timp îndelungat. Numai o schimbare drastică a climei care ar fi produs degradarea și dispariția pădurii ar fi putut rupe acest echilibru. Primele acțiuni de defrișare întreprinse de populațiile locale în prima jumătate a secolului al XIX-lea au condus imediat la apariția și dezvoltarea alunecărilor de teren și torenților.

Alte forme de bioprotecție se referă la dezvoltarea unor straturi protectoare de plante inferioare sau superioare care au rol important de protecție prin frânarea proceselor de meteorizație, de eroziune, gravitaționale sau mixte.

Aplicațiile biogeomorfologiei

Rezultatele cercetărilor biogeomorfologice se aplică în cele mai diverse domenii fie din câmpul strict științific cu dezvoltarea cunoașterii, fie din domeniul practic al protecției și managementului mediului.

Un prim domeniu în care rezultatele biogeomorfologiei se aplică cu succes este cel al reconstrucției paleomediului cuaternar de modelare prin tehnici lichenometrice, dendrocronologice și paleoecologice (L.A. Naylor et al., 2002). Biogeomorfologia contribuie eficient și la cunoașterea succesiunilor formelor de relief și asociațiilor de viețuitoare.

Este bine cunoscut interesul acordat în prezent protecției, reconstrucției și managementului regiunilor umede (wetlands). În același timp se recunoaște că fără o abordare biogeomorfologică complexă nu poate fi vorba de soluționarea corectă și durabilă a problemelor dificile pe care le ridică proiectarea unui management integrat al regiunilor umede indiferent de tipul acestora: lunci, delte, litoraluri, mlaștini etc. (M.J. Baptist et. al., 2004; M.J. Baptist, 2005). Aceasta se realizează prin integrarea mai multor modele sectoriale într-un model unic. Astfel, în cazul unei lunci de mari dimensiuni, se execută întâi modelele sectoriale (modelul hidraulic, modelul sedimentării, al vegetației, al utilizării terenurilor) și apoi modelul schimbării ciclice a luncii respective pe baza căruia se proiectează activitatea de management.

Toate aceste activități complexe de cercetare-proiectare-implementare se bazează pe cunoștințele și modul de gândire esențialmente biogeomorfologice și ingineresti.

BIBLIOGRAFIE

- ANTIPA, Gr. (1912), *Regiunea inundabilă a Dunării*.
- ANTIPA, Gr. (1914), *Wissenschaftliche und Wirtschaftliche Probleme des Donuadeltas*. Vortrag gehalten in der Rumanischen Akademie in der Sitzung von 14 Februar 1914. București.
- BAPTIST, M.J., PENNING, W.E., DUEL, H., SMITS, A.J.M., GEERLING, G.W., VAN DER LEE, G.E.M., VAN ALPHEN, J.S.L. (2004), *Assessment of cyclic floodplain rejuvenation on flood levels and biodiversity in the Rhine River*. River Research and Application, vol. 20, nr. 3, p. 285–297.
- BAPTIST, M.J. (2005), *Modeling floodplain biogeomorphology*. DUP Science, Delft Univ. Press, 199 p.
- BÂRCĂ, GH., *Ameliorarea integrală a Insulei Letea (Delta Dunării)*. Inst. de cercet. piscicole a României, Monographia nr. 4, 153 p.
- BOTNARIUC, N., BELDESCU, S. (1961), *Monografia complexului de bălți Crapina-Jijila*. Hidrobiologia, vol. II, p. 161–242.
- BUTLER, D.R. (1995), *Zoogeomorphology: Animals as Geomorphic Agents*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- CANDOLLE DE, A.P.A. (1874), *Constitution dans le regne vegetale de groupes physiologiques applicables a la geographie ancienne et moderne*. Archives des Science Physiques et Naturelles, Geneva.
- CLEMENTS, F.E. (1916), *Plant succession*. Carnegie Inst. Wash. Pub. 242.
- CORE, E.L. (1929), *Plant Ecology of Spruce Mountain*, West Va. Ecology, vol. 10, p. 1–13.
- COWLES, H.C. (1899), *The ecological relations of the vegetation of the sand dunes of lake Michigan*. Bot. Gaz., vol. 27, p. 95–391.
- COWLES, H.C. (1901), *The physiographic ecology of Chicago and vicinity*. Bot. Gaz., vol. 31, p. 73–108.
- DAVIS, W.M. (1899), *The Peneplain*. Am. Geol., vol. 23, p. 207–239.
- DAVIS, W.M. (1909), *Geographical essays*. Editura Ginn and Co., Boston, 777 p.
- DARWIN, CH. (1845), *Journal of Research into the Natural History and Geology of the Countries Visited During the Voyage of H.M.S. Beagle Round the World*. Editura John Murray, London. Traducere în limba română: *Călătoria unui naturalist în jurul Lumii pe bordul vasului Beagle*. Editura Tineretului, București.
- DARWIN, Ch. (1859), *The Origin of Species*. Editura John Murray, London. Traducere în limba română: *Originea speciilor*. Editura Academiei Române. București, 1957. Cap. XII și XIII, p. 277–335.
- GASITH, A., RESH, V.H. (1999), *Streams in Mediterranean Climate Regions: Abiotic Influences and Biotic Responses to Predictable Seasonal Events*. Annual Review of Ecology and Systematics, vol. 30, p. 51–81.
- GILBERT, G.K. (1877), *Geology of the Henry Mountains, Utah*. U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region, U.S. Government Printing Office, Washington D.S.
- GILBERT, G.K. (1909), *The convexity of hill tops*. Jour. Geology, vol. 17, p. 344–350.
- HACK, J.T., GOODLETT, J.C. (1960), *Geomorphology and Forest Ecology of a Mountain Regions in the Central Appalachians*. Geo. Surv. Proff. Paper 347, Washington.
- HOLME, N.A., McINTYRE, A.D. (1984), *Methods for the Study of Marine Benthos*. Editura Blackwell, Oxford, 387 p.

HOWARD, J.A., MITCHELL, C.W. (1985), *Phytogeomorphology*. Editura J. Wiley, New York, 222 p.

HUMBOLDT, ALEX. von (1807), *Ideen zu einer geographie der pflanzen nebat einem naturgemalde der tropenlander*. Tubingen, 280 p.

HUPP, C.R., SIMON, A. (1991), *Bank accretion and the development of vegetated depositional surfaces along modified alluvial channels*. *Geomorphology*, vol. 4, p. 111–124, Editura Elsevier.

HUPP, C.R., OSTERKAMP, W.R., HOWARD, A.D. (Eds.) (1995), *Biogeomorphology, Terrestrial and Freshwater Systems*. *Geomorphology Special Issue*, vol. 13 (1–4), p. 1–347.

JACKSON, G.A., BURD, A.B., *The Development of Models to Describe Ecosystem Interactions in Florida Bay*. Progress Report: Summer 2000.

JANSSON, R., NILSON, C., ANDERSON, E. (2000), *Effects on River Regulation on River Margin Vegetation: A Comparison of Eight Boreal Rivers*. *Ecological Applications*, vol. 10, nr. 1, p. 203–224.

JASSBY, A.D., POWELL, T.M. (1990), *Detecting Changes in Ecological Time Series*. *Ecology*, vol. 71, nr. 6, p. 2044–2052.

KIRKBY, M. (1995), *Modelling the links between vegetation and landforms*. *Geomorphology*, vol. 13, p. 319–336.

MEHEDINȚI, S. (1931), *Terra. Introducere în geografie ca știință*. București.

NAIMAN, R.J., DECAMPS, H. (1977), *The Ecology of Interfaces: Riparian Zones*. *Annual Review of Ecology and Systematics*, vol. 28, p. 621–658.

NAYLOR, L.A., VILES, H.A., CARTER, N.E.A. (2002), *Biogeomorphology revisited: looking towards the future*. *Geomorphology*, vol. 47, p. 3–14.

OSTERKAMP, W.R., HUPP, C.R., SCHENING, M.R. (1995), *Little River revisited—thirty-five years after Hack and Goodlett*. *Geomorphology*, vol. 13, no. 1–4, p. 1–20, Elsevier, Amsterdam.

OSTERKAMP, W.R., FRIEDMAN, J.M. (1977), *Research considerations for biogeomorphology*. *Proceedings of the U.S. Geological Survey (USGS) Sediment Workshop*, February 4–7 1997, 6 p.

RAUP, H.M. (1942), *Trends in the development of geographic botany*. *Ass. Amm. Geographers Annals*, vol. 32, p. 319–354.

RAUP, H.M. (1951), *Vegetation and cryptoplanation*. *Ohio Journ. Sci.*, vol. 51, p. 105–116.

ROHDENBURG, H. (1989), *Landscape Ecology–Geomorphology*. Catena paperback, Catena Verlag, 177 p.

SCHLAPFER, F., SCHMID, B. (1999), *Ecosystem Effect of Biodiversity: A Classification of Hypotheses and Exploration of Empirical Results*. *Ecological Applications*, vol. 9, nr. 3, p. 893–912.

TU-DELFT (2002), *Biogeomorphology platform*. Technische Universiteit Delft.

TURNER, M.G. (1989), *Landscape Ecology: The Effect of Pattern on Process*. *Annual Review of Ecology and Systematics*, vol. 20, p. 171–197.

VILES, H.A. (Editor) (1988), *Biogeomorphology*. Editura Basil Blackwell, Oxford, 365 p.

VILES, H.A. (1990), *Micro-organism and geomorphology*. *Mitt.des Verbandes der deutschen Hoheln- und Karstforscher*, vol. 46, p. 116–121.

VELES, H.A. (1995), *Ecological perspectives on rock surface weathering: Towards a conceptual model*. *Geomorphology*, vol. 13, no. 1–4, p. 21–36.

THORMES, J.B. (Editor) (1990), *Vegetation and Erosion*. Editura Chichester, 518 p.

VESPREMENAU, E. (1980), *Evaluation of the Present State of the Danube Delta Land Region*. Rev. Roum. de Geol., Geophys. et de Geogr., Geographie, tome 24, p. 47–52. Editura Academiei Române, București.

VESPREMEANU, E. (1981), *Mediul înconjurător, ocrotirea și conservarea lui*. Editura Științifică și enciclopedică, București, 135 p.

VESPREMEANU, E. (1983), *Geomorphological Evolution of the Sfântu Gheorghe Arm Mouth in the Last 200 Years*. Rev. Roum. Geol. Geophys. et de Geogr., Geographie, tome 27. București.

VESPREMEANU, E. (2004), *Relieful Deltei Dunării. Stud. și Cercet. de Oceanografie Costieră*, vol 1, Editura Univ. București, p. 1–14.

Facultatea de Geografie,
Universitatea din București

Geomorphologic evolution through cataclinal processes

I. MAC, Maria HOSU

Key words: cataclinal, gravitational, integrative theory, clinotropy.

When researching the relief, the term cataclinal is sometimes used, in the sense of processes and forms which appear on the front of the strata in a monoclinical structure (cataclinal valleys, for example). Different than this reductionist approach, in the presented paper the notion of cataclinal (from the Greek words „kata” and „klinos”) is endowed with more larger meanings. All the processes acting on a „dislevelment”, no matter their origin or their geological structure, are cataclinal. Those processes operate through various mechanisms (extension, substitution, slide motion, dissolution, eversion etc.) which direct the force vectors into clinotropic sense. In other respect, the mobilizable materials are put into motion descendently on the slope under the gravitation force, noticing that we deal with another material and energetic vectorial sense, of gravitropic essence. The clinotropic and the gravitropic processes act as waves of aggressivity, materialized as points of „insertion” within the preexistent or autocreated dislevelments. In essence, the cataclinal and gravitational processes operate in a singenetic and sinergetic way, fact which lead us toward a unitary theory of the dislevelments modelling, the theory of clinotropy. This theory stipulates that, even if the implied forces are antagonistic (for example way of resistance, motion or readjust), they do not exclude each other, but, on the contrary, acting in contrariety, they work together, which means determined co-operation.

1. Semantic and gnoseologic significations

From the etymologic point of view, cataclinal, deriving from the Greek word kata, means or implies action, force, so energy directed against the slope (klinos). It is not about the origin of the dislevelment or of its inclining level, but about the energy, expressed by a concrete form of action and directed toward the aggradation of that dislevelment (abrupt, or correlation plan). Considering thoroughly the analysis we can notice that the original mentioned word gave birth to many meanings, a lot of term uses appearing through semantic derivations, from the field of natural sciences (physics, chemistry, geology, geography, biology) to that of humanities, reaching even philosophical generalizations. But we shouldn't stop to the simplistic aspect of the interpretation as we usually do, because beyond the “immediate offer”, the beauty of the profound thought can hide, often difficult to be found out. In this

way, the root of understanding the world as being animated by the two opponent forces yin and yang (strong and weak) (Chuang Tzu, cap. 25, cited by Mac, I., 2002), germinated into a very comprehensive polisemantic thought. Everything is but reduced to the acceptation according to which the existence of things and forces in a certain state is the product of the fight between opposites, which do not exclude each other, but, on the contrary, they assume each other.

The Antagonism has axiomatic value, stipulating that the energy cannot be possible, or at least cannot be noticed by us, without the inherent confrontations it implies. In this way, kata-klinos represents the expression of the fight between the resistance forces, induced in the geographical field as discontinuities by various hard factors (tectonical, petrographical, denudational, man-made), and the need of annihilating the dislevelments by energies

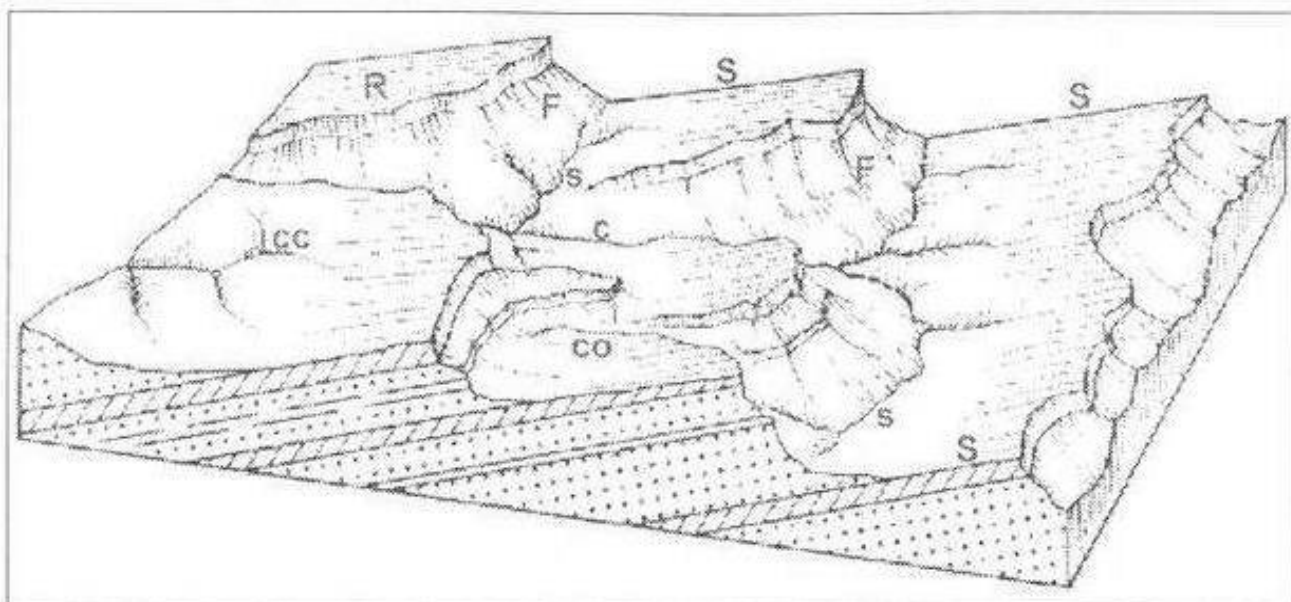


Fig. 1. Terminology in the monoclinal relief of cuesta type, according to the new approach of the theory of clinotropy:

A. The cuesta: F — front, R — reverse, S — structural surface.

B. The valleys: s — subsequent, c — consequent, co — cataclinal obsequent, cc — cataclinal consequent.

directed exactly to them (Brunsden, D., 2001).

In the Hegelian logic “light”, the case taken into discussion presumes a triple plan of the antagonism application and of the dissymmetry manifestation, as follows:

- The dissymmetry between the horizontal plan and the vertical ones;
- The dissymmetry of the forces regarded as ascendant (abrupt) and descendent (cataclines);
- The dissymmetry of the substance in its evolution, in the sense that any dislevelment will successively deny itself by its own way of directing the forces involved in its evolution and transformations.

We accept here, from the dynamic logic of the contradictory of Stephané Lupasco (1982), that contrariness does not mean contradiction, but determined co-operation. From here will also derive the “catenation” concept, which implies synergic concatenations in a holonic arrangement, meaning facts, elements originating from one another and which do not exclude each other, but on the contrary, they assume each other with the purpose of giving birth to systemic wholes (Mac, I., 1993).

2. Geomorphologic Particularities

In the case of geomorphology, by tradition, a reductionist logic was installed as regarding the cataclinal process.

By relating the form of the linear erosion and especially the processes it implies (rivers, torrents etc.) with the inclination of the strata, the three well-known types of valleys were delimited: *subsequent* - directed perpendicular to the strata inclination, *consequent* — in accordance with the strata inclining and *obsequent* — contrary to the direction of inclination. The typical landform that results is the cuesta. It belongs to the morphostructural associations, its genesis being controlled by passive factors (rock, structure) and active factors (climate, hydrographic system etc.) (Fig. 1).

The geometry of the cuesta is defined by linear elements (discontinuities, edges, intersections of planes); surface elements: **front** (straight, concave, convex, in steps, combined); **reverse**, also met in various configurations (smooth, in steps, waved etc.), **angular elements** (right angles, sharp, simple, multiple etc.). If the surfaces allow fields of action for various linear and areal processes, the other elements act as regulation factors having the function of transfer, extinction and intersection thresholds. Thus, the cuesta, in its whole, is a landform with entropic evolution; its entire dynamics is oriented toward the extinction of its geomorphic potential. Even if in its first

phases the shape profile appears in its plenitude on the base of the deepening subsequent valleys which leads to a altitudinal detachment between the planes of vertical framing and increases the vertical equidistance of the front, subsequently, the modeling process is directed toward the installation of regressive. The above mentioned facts lead to the fundamental idea according to which the *cuesta* relief is the expression of two antagonical directions, an ascendant one, when the geometry of the shape appears and a geomorphic potential is sized, and a descendent one, when the geomorphic potential previously created is "consumed" by "kata"- geographical processes. The *cuesta* dimension and its stage of evolution will express the geomorphic sensitivity. The spatial arrangement of the *cuestas* in a certain type of landscape may also be interpreted as a response of the modeling systems to variables of control (rock, structure, climate etc.) and state (duration).

The reductionist aspect of the geomorphologic approaches is obvious especially in the case of the *cuestas*, because there are considered as cataclinal only those processes, which act on the front of the *cuesta*, therefore contrary to the strata inclination. A lot of questions arise in this regard, but we will stop to one of them: the torrent going ahead by regressive erosion from the base of the *cuesta* reverse (the monocline flank) toward the superior plane (the interfluvies) is or is not a cataclinal mechanism? Within the large acceptance we give to the cataclinal meaning, the answer is, of course, "yes" (Fig. 1).

3. The Extensive Acceptance

No matter in what way the discontinuities appear in the geomorphologic landscape, the process of counteracting them in the systems evolution should be synthesized in an unitary concept which should constitute a "coagulated" theory on the cataclinal transformations.

The petrographic, structural, morphologic etc. fronts, no matter their location, become

field of action for the cataclinal actions. The processes through which the modeling takes place are extremely numerous. From the sheet denudation, sheet-flood, gully erosion, torrentiality to the material mass movements and further to the erosion at the base of the waterfalls or taffoni etc., all these join together and form a large spectrum within which various mechanisms also act (extension, substitution, crioclastism, slide motion, vorticity, dissolution, eversion etc.).

Persevering in the thinking of the contradictory dynamics, we can't resume by approaching only the cataclinal processes, a reconsideration of what geomorphology intended by gravitational processes being compulsory. Thus, cataclinal and gravitational constitute the contrariety in a modeling system in which, the materials prepared by the cataclinal processes, after some transformations, become outputs which will be redeposit under various forms and will become diluvia, colluviums, alluvia, giving birth in this way to new landforms as: deposition cones, glacises, alluvial beds etc. According as the cataclinal processes feed the system with materials, the gravitational ones takes the function of evacuation, so that new fresh surfaces increase the geomorphic modeling continuity through the same dialectics (Fig. 2).

Arriving at the point when the clinotrope materials surpass the capacity, and respectively, the gravitational evacuation ability, a morphogenetic balance is reached, and the system (of the slope, torrent or river) tends to a stationary equilibrium which could be expressed by the "0" value of the geomorphic balance. The former landforms enter a "sleepy" state, new energetic manifestations and the dynamics restarting being possible on other "floors" or other directions.

It is crystal clear that, in the case of the slope for example, its systems continue to exist just because the contradiction between clinotropy and gravitropy exist (equiplane and gravitational homogenization). The energetic dynamism of the slope should comprise

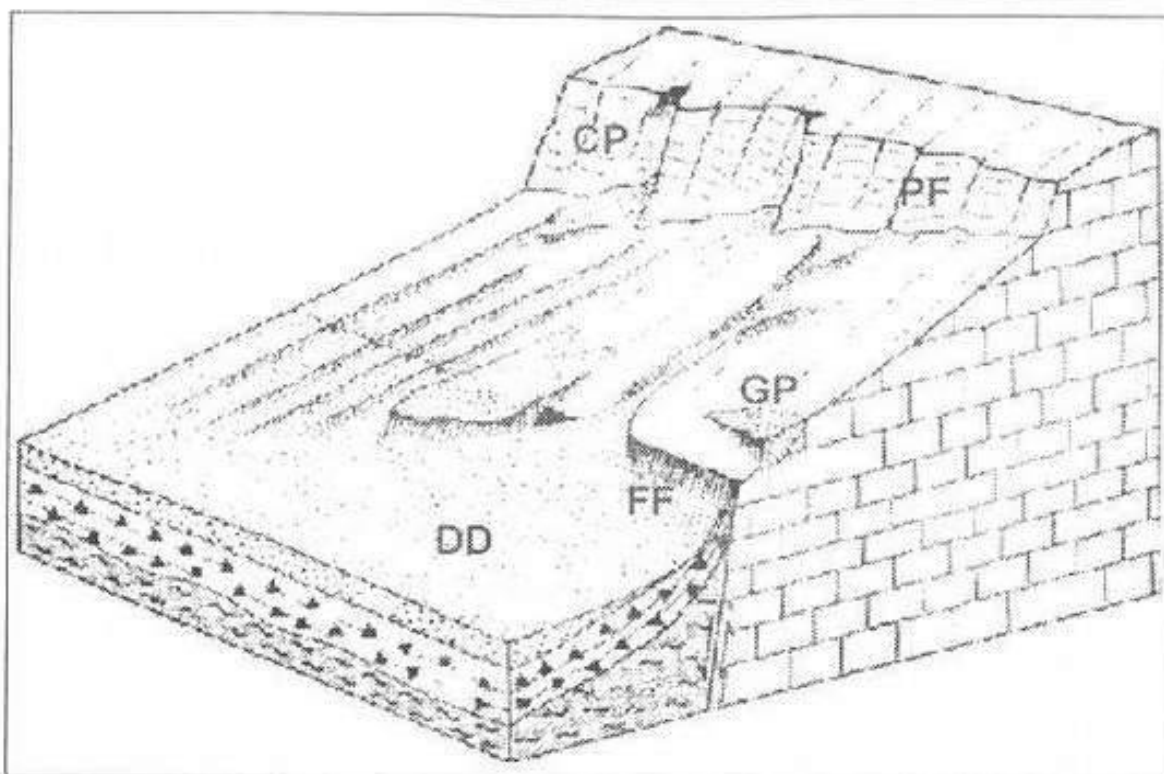


Fig. 2. The synergic action of the cataclinal (CP) and gravitational (GP) processes on a petrographic front (PF) and on a fault front (FF). At the slope base accumulations of detritus deposits (DD).

both the contradictory and the homogenization forces. The slope profile, in the diversity or restrictivity of its morphological and functional units (Fig. 3 a, b, c) can be thus considered as the expression of the fight between clinotropy and gravitropy.

The theory of clinotropy, based on the cataclinal processes and on the catenic correlations, may be included in what the contemporary geomorphic thinking consider as the concept of the sin-geomorphologic development. It is absolutely compulsory that the whole matter to be evaluated from the point of view of the time and space dimension of

the aggressivity waves which are materialized as morphologic toposequences, meaning erosion levels under the form of morphologic and functional slope units. In an extremely elementary way, an isolated hill appears as an ensemble of "neuralgic" insertions (stroke points and actions), that is nucleons, which will further develop into the "origin" of the geomorphologic transformations planes. Joint in an unitary co-operation, the cataclinal and gravitational forces and processes compose a clinotropic motion of down slope wearing form, which vary depending on the climate, litology and structure.

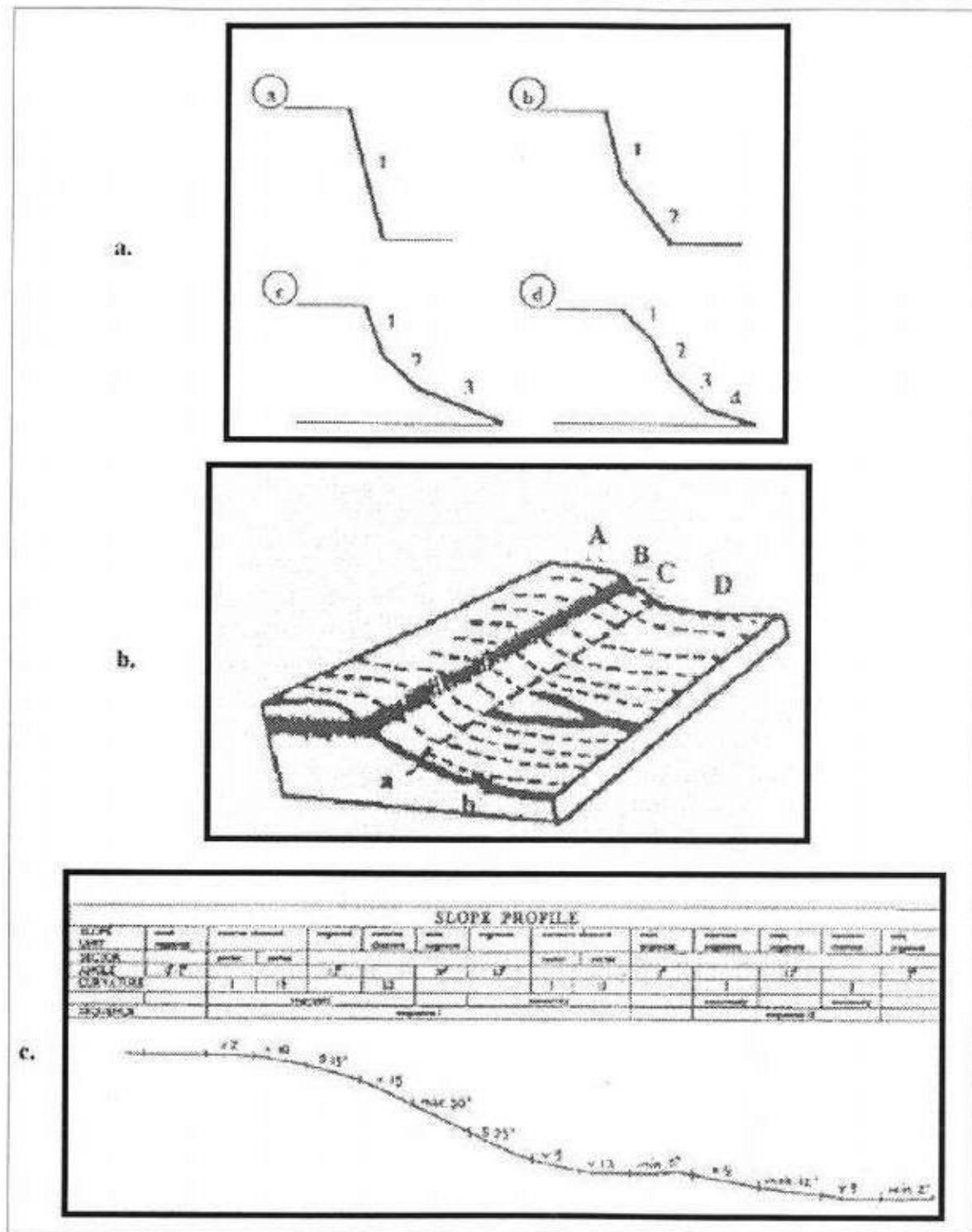


Fig. 3. a. Morphological units of the slope: a — abrupt, b — two units, c — three units, d — four units
 b. The elements of the slope according to L. King conception (1953): A — waxing slope, B — free face, C — debris slope, D — waning slope.
 c. Slopes terminology (according to Young, 1964).

REFERENCES

- BRUNSDEN, D. (2001), *A Critical Assessment of the Sensitivity Concept in Geomorphology*, Catena, 42.
- BUTZER, K. W. (1973), *Pluralism in geomorphology*, Association of American Geographers, Proceedings, 5.
- CASTIGLIONI, B. (1991), *Geomorfologia*, UTET, Torino.
- CROZIER, M.Y. (1984), *Field Assessment of Slope Instability*, in Brunsden, D. and Prior, D.B. (eds), *Slope Instability*, John Wiley and Sons Ltd., Chichester, UK.
- DALRYMPLE, Y.B., BLONG, R.J., CONACHER, A.J. (1968), *An Hypothetical Nine Unit Land Surface Model*, Zeitschrift für geomorphologie, Supplementband, 12.
- LUPASCO, STEPHANÉ (1982), *Logica dinamică a contradictoriului*, Editura Politică, București.
- MAC, I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Editura Academiei, București.
- MAC, I. (1986), *Aplicarea principiului catenei în geografie*, Terra, 1-4, anul XXV (XLVIII), București.
- MAC, I. (1996), *Geomorfosfera și geomorfosistemele*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- MAC, I. (2000), *Geografie Generală*, Editura Europrint, Cluj-Napoca.
- MAC, I. (2002), *Fractal geomorphology of the slope*, Analele Universității „Valahia”, tom 2.
- MAC, I. (2002), *Cultura spațiului*, în *Geografie tehnică*, Editura Eurodidactic, Cluj-Napoca.
- MANDELBROT, B. (1989), *Les objets fractals*, Flammarion, Paris.
- PĂRVU, I. (1998), *Introducere în epistemologie*, Collegium, Polirom, București.
- PEET, R. (2001), *Modern Geographical Thought*, Blackwell Publishers Ltd., Oxford.
- PIAGET, J. (1972), *Genetic Epistemology*, Columbia University Press, New York.
- POPPOV, K. (1965), *The Logic of Scientific Discovery*, Harper, New York.
- POSEA, GR., GRIGORE, M., IELENICZ, M. (1976), *Geomorfologia*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- ROȘU, AL. (1987), *Terra — Geosistemul vieții*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1970), *Theoretical Geomorphology*, Edit. Springer, Berlin.
- SHELBY, M. Y. (1993), *Hill Slope Materials and Processes*, Oxford University Press.
- STRAHLER, A.N. (1950), *Equilibrium Theory of Erosional Slopes Approached by Frequency Distribution Analysis*, American Journal of Science, 248.
- YATSU, E. (2002), *Fantasia in Geomorphology*, Sozisha, Tokyo.
- YOUNG, A. (1972), *Slope Profile Analysis*, Zeitschrift für geomorphologie, Supplementband, 5.

Considerații asupra rolului geomorfologiei aplicate în planificarea teritoriului

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE

Cuvinte-cheie: geomorfologie aplicată, obiective, planificarea teritoriului, poliția mediului

On the role of the applied geomorphology in the territorial planning. Applied geomorphology may be defined as the application of geomorphic understanding to the analysis and solution of problems concerning land occupancy, resources exploitation, environmental management and planning. Applications of geomorphology can be divided broadly into two classes: 1) Man as a geomorphic agent, in terms of his inadvertent and planned effects on geomorphic processes and forms; 2) Geomorphology as an aid to resource evaluation, engineering construction and planning. Objectives of applied geomorphology are: the identification of landforms, the description, the explanation of their origin, the postdiction and prediction of change. For each objectif more examples are discussed.

„Cercetarea ta să aducă omenirii foloase economice, sociale și culturale.”

Mario Bunge, 1984

Ca și în cazul altor științe, dezvoltarea și progresele cunoașterii în geomorfologie, precum și unele necesități impuse de evoluția civilizației, au determinat o permanentă aprofundare, uneori pe domenii extrem de înguste, a abordării fenomenelor referitoare la relief. Această a condus la individualizarea unor direcții de știință, astfel încât, în momentul de față, fără nici o exagerare, putem spune că *geomorfologia* a devenit un sistem de științe, derivat dintr-o structurare firească a cunoașterii reliefului. *Geomorfologia aplicată* reprezintă acel domeniu al geomorfologiei care, prin elaborarea unor predicții cu privire la dinamica reliefului, prin prezentarea potențialului geomorfologic al unui teritoriu dat — de la elementele de geometrie ale reliefului până la cele de stabilitate și hazard în apariția și dezvoltarea unor procese — se implică în rezolvarea unor situații social-economice. Este o ramură consacrată de școala de la Strasbourg (creată de Jean Tricart). Realitatea este că în mai toate țările lumii în care geomorfologia a cunoscut o emancipare după al II-lea război mondial, o asemenea ramură s-a impus prin natura lucrurilor.

Se cuvine însă o precizare ce trebuie bine subliniată, și anume: nu puțini dintre cei care vin sub incidența necesității de a implica geomorfologia în soluționarea problemelor menționate în definiția obiectului geomorfologiei aplicate reduc evaluarea factorului relief la descrierea geometriei lui. Or, aceasta este sarcina topografiei, de care geomorfologia se distinge ca știință aplicativă și genetică a formelor de relief, în timp ce topografia se limitează la descrierea pur geometrică, respectiv, la relevanța cu exactitate a fizionomiei terenului și elementele sau obiectivele de pe el: păduri, râuri, drumuri, construcții de altă natură ș.a. Firește, toată această bază topografică este foarte necesară, dar nu suplineste partea explicativă și genetică, partea de cunoaștere a dinamicii formelor de relief. Doar evenimentele deosebite, de multe ori denumite catastrofice, i-au pus pe practicienii la care ne-am referit în situația de a considera că relieful nu este numai topografie. În consecință, geomorfologia și-a câștigat statutul de disciplină aplicativă, tocmai prin caracteristicile genetice și istorice intrinsece în explicarea reliefului, deci prin posibilitățile

de postdicție și predicție, prin posibilitățile de a evalua relieful ca un factor dinamic și conjunctural din multe puncte de vedere.

Cercetările de geomorfologie aplicată se regăsesc în cadrul a două principale domenii de preocupare:

- Omul ca agent geomorfologic în termenii prezenței lui inerente în mediul înconjurător și al efectelor proiectate asupra formelor și proceselor geomorfologice prin acțiunea de integrare în mediul natural.

- Geomorfologia în sprijinul evaluării resurselor, al ingineriei amenajărilor și planificării.

(1) Efectele accidentale ale activității geomorfologice ale omului includ aspecte ca: modificarea terenurilor prin lucrări de inginerie, minerit, excavații și terasamente; subsidența datorită extragerii apei și petrolului; drenajul minelor; potențarea eroziunii terenurilor prin schimbarea covorului vegetal; deșertificare prin dezvoltarea agriculturii intensive; creșterea ratei meteorizației datorită intensificării poluării; accentuarea dinamicii proceselor de mișcare în masă prin dezvoltarea agriculturii intensive; accentuarea dinamicii proceselor de mișcare în masă datorită cedării versanților ca urmare a activității ingineresti; efecte asupra geometriei hidraulice și debitului solid prin amenajări de baraje și alte lucrări hidrotehnice pe albie; eroziunea și depunerea litorală indusă de lucrările portuare și amenajare a țărmurilor; modificarea permafrostului datorită construcțiilor (drumuri, clădiri, platforme, conducte de transport etc.).

Efectele planificate, dirijate sau controlate rezultă din toate modalitățile de intervenție inginerească pentru protecția și controlul stabilității formelor de relief sau stabilității dinamice a unor procese, cum ar fi: protecția țărmurilor portuare; fixarea dunelor; folosirea vegetației pentru controlul eroziunii; controlul inundațiilor; atenuarea unor efecte ale catastrofelor naturale ca în cazul erupțiilor vulcanice, cutremure, tsunami și huricane; controlul proprietăților fizico - mecanice ale unor roci și materiale de la suprafața scoarței (de exemplu, rezistența la rupere și cedare, infiltrație, îngheț); canali-

zarea și stabilizarea albiilor de râu, terasarea versanților și controlul drenajului etc.

(2) În ceea ce privește evaluarea resurselor și aspectele economice sau de proiectare, rolul geomorfologiei aplicate rezultă intrinsec din relațiile reliefului în raport de celelalte componente majore ale mediului. Acest rol este de mare importanță în inventarul resurselor de sol, hidrologice, controlul stabilității și eroziunii, clasificarea și tipizarea terenurilor în raport cu anumite folosințe civile sau militare, toate acestea prin folosirea hărților pentru regiuni mai puțin accesibile. De asemenea, prospecțiunile geologice pentru o regiune, cel puțin în faza primară, se sprijină pe cunoașterea raporturilor relief — structură, relief — litologie ș.a.

1. Afirmarea geomorfologiei aplicate ca știință

Potrivit specialiștilor în filozofia științelor, o știință începe din momentul când ea este percepută și acceptată ca atare public, evident, public în sensul de lumea oamenilor de știință. În acest sens, geomorfologia se poate considera că a fost identificată ca un domeniu distinct în 1891 la Congresul de Geologie din SUA. Firește, nu putem spune că geomorfologia aplicată este de dată mai veche, dar tot la fel, nu putem nega faptul că preocupări de a aprecia și, chiar, evalua rolul reliefului în contextul intereselor omului datează de foarte mult timp. Profesorul Tricart (1962) merge până acolo, încât spune că „geomorfologia aplicată a apărut când omul și-a dat seama de faptul că relieful este un element esențial al mediului în care trăiește, dar că el nu este imuabil ci, dimpotrivă, supus unei lente evoluții, iar de la un timp la altul, unele paroxisme se exprimă prin manifestări catastrofice: inundații, erupții vulcanice, mari deplasări de teren ș.a.". Din afirmațiile lui Tricart, putem reține interesul timpuriu pentru cunoașterea reliefului, tocmai datorită rolului ce revine acestuia în arhitectura și dinamica mediului; dar despre o geomorfologie aplicată ca știință în sensul propriu al definiției nu poate

fi vorba. Și apoi, pentru dinamica reliefului nu sunt importante doar fenomenele paroxistice cu efecte catastrofice, ci și procesele care se desfășoară lent, de a căror consecințe omul și-a dat seama mult mai târziu, ca de exemplu, creepul, eroziunea solului, care se anunță a fi una dintre cele mai dramatice crize ale omenirii (din estimările Institutului Worldwatch, se apreciază că în cca 150 ani se epuizează rezervele de sol fertil cu o rată anuală de epuizare de 23%). Desigur, nu putem ignora preocupările foarte timpurii ale omului de a folosi adecvat condițiile și fenomenele legate de relief, iar civilizațiile antice, egipteană, mesopotamiană, încașă care foloseau irigațiile, desecările, construcțiile de baraje, apeducte, construcțiile de drumuri ș.a. sunt o ilustrare clară. „*Egiptul este un dar al Nilului*“, spunea Herodot, dar aceasta nu se leagă de inundațiile naturale, când din apele Nilului se depuneau nămoluri ce fertilizau solul câmpiei, ci de producerea revărsărilor de către om cu ajutorul unor canale secundare ș.a. Rezultă clar că anticii aveau cunoștințe despre relief, despre fenomenele de curgere ș.a., fără ca ele să iasă din câmpul empirismului. Dacă facem excepție de observațiile lui Leonardo da Vinci asupra râului și câmpiei Padului, observații despre care s-a aflat în secolul al XIX-lea, cea mai mare parte a specialiștilor sunt de acord că mijlocul secolului al XIX-lea este momentul când științele naturii au început să aplice codificările, clasificările și observațiile sistematice marchează semnele reale ale capacităților de aplicare a cunoștințelor despre relief. Atunci s-au remarcat preocupări de amploare pentru construcții ce necesitau cunoștințe despre relief (construcții de baraje, drumuri, porturi, orașe etc.). Există, de exemplu, lucrări care atestă că M. de Lamblurdie (1782), un inginer dintr-un port normand, a pus să verifice starea portului pentru a nu fi blocat de cordoanele de pietrișuri și a elaborat un studiu, *Memoire sur Haute Normandie*, în care a demonstrat efectul retragerii falezei din cauza acestor pietrișuri și rolul „derivei“ în lungul țărmului datorită furtunilor. Este o lucrare din domeniul geomorfologiei aplicate.

Secolul al XIX-lea, cu deosebire a doua parte a acestuia, este definitoriu în afirmarea preocupărilor de geomorfologie aplicată, dar cei care o fac, fără a o denumi, sunt inginerii de drumuri și poduri, silvicultorii, hidrotehnicienii, cu alte cuvinte, amenajistii. De exemplu, cu lucrarea *Asupra torenților din Alpi* s-au introdus tipurile de amenajări care și astăzi se folosesc în controlul eroziunii și stabilității: gabioanele, fascinele, gardurile de grinzi subterane etc.

În același timp s-a afirmat ideea despre rolul protector al pădurii și rolului nefast al exploatarea terenurilor prin amplificarea eroziunii acestora. Se poate spune că geomorfologia aplicată s-a făcut distinctă la sfârșitul secolului al XIX-lea, concomitent cu geomorfologia generală. Din păcate, ele au mers mult timp în paralel, ignorându-se. Abia după al doilea război mondial și, în mod deosebit, după afirmarea teoriei echilibrului dinamic în geomorfologie și a altor concepte, cum ar fi cel de prag, răspuns complex, mărime și frecvență etc. se poate spune că geomorfologia aplicată a devenit un domeniu deplin acceptat de către practicieni.

Astăzi, în toate țările civilizate proiectele de amenajare prevăd structuri speciale care revin în exclusivitate geomorfologiei aplicate. S-a produs o adevărată explozie de literatură de specialitate, ramuri științifice de profil, laboratoare. Nu întâmplător, pe plan mondial, astăzi se vorbește chiar de o disciplină inginerască nouă — „geomorfologia inginerască“ — o știință cu caracter interdisciplinar, predată în învățământul politehnic (de exemplu, la universitățile politehnice din Marea Britanie și Japonia). Începând din anul 1956, pe lângă Uniunea Internațională de Geografie a luat ființă Comisia de geomorfologie aplicată; astăzi aceasta funcționează ca subcomisie a geografiei aplicate, care coordonează activitatea din acest domeniu pe plan mondial.

La noi în țară, preocupările au fost, de asemenea, timpurii, dacă avem în vedere unele amenajări ce presupun cunoștințe despre relief, ca: lucrările de ameliorații din Țara Bârsei făcute de teutoni în secolul al XIII-lea,

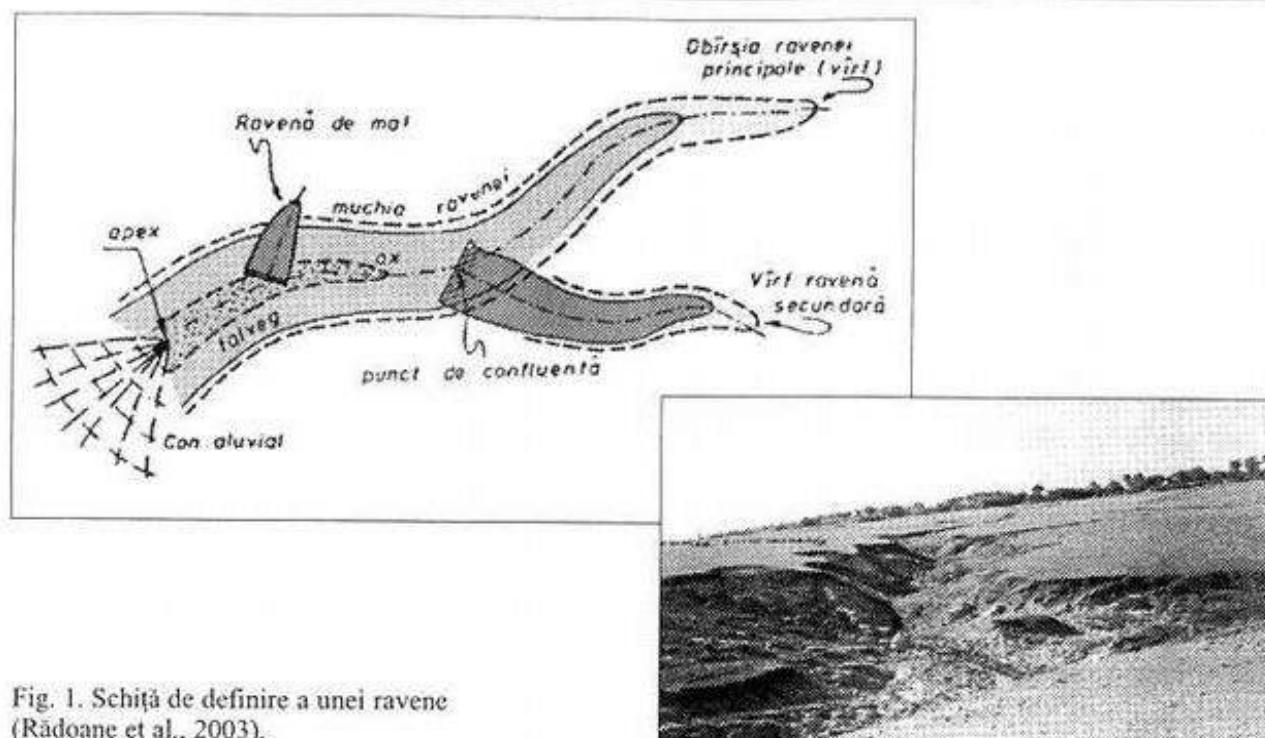


Fig. 1. Schiță de definire a unei ravene (Rădoane et al., 2003).

amenajarea primelor iazuri din Moldova în secolul al XV-lea, lucrările de ameliorare din Câmpia Banatului începute între 1717 și 1756, canalul lui Ipsilanti în 1780 pentru a feri capitala de inundații (prin abaterea apelor Dâmboviței în Argeș și Ciorogârla), regularizarea Someșului (1847), amenajarea canalului Sulina (1856) etc. Din secolul al XIX-lea apar și lucrări despre eroziunea și degradarea terenurilor și aparțin agronomilor și silvicultorilor (de exemplu, Ion Ionescu de la Brad). În ce privește literatura științifică de geomorfologie aplicată se remarcă o preocupare foarte activă în domeniile contribuției geomorfologiei în sprijinul sistematizării urbane și rurale din diverse regiuni ale României (Martiniuc, Băcăuanu, 1964; 1969); a ameliorării terenurilor degradate (Tufescu, Moțoc, 1969; Bălțeanu, 1983; Surdeanu, 1998; Cioacă, Dinu, 1998; Rădoane et al., 1999; Ioniță, 2000), importanța hărților geomorfologice în amenajarea teritoriului (Coteț, 1978; Schreiber, 1980; Mac, 1986; Bălțeanu et al., 1989; Grecu, 2002; Cioacă, Dinu, 2001) ș.a.

Abordarea problematicei hazardelor geomorfologice s-a făcut prin implicarea geomorfologiei aplicate și aici pot fi citate contribuțiile geomorfologilor români în cadrul unor conferințe internaționale, precum, Conferința

Carpato-Balcanică, 1998 (volum editat de Bălțeanu, Ielenicz, Popescu) sau Grupul român-italian de Geomorfologie, 2003 (volumul *Geomorphological sensitivity and system response*, editat de Castaldini et al., Camerino, Italia) sau articole în volumele *Riscuri și catastrofe, I, II* (editate de Sorocovshi, 2002, 2003) Astfel se arată că o contribuție practică a geomorfologiei, atât pentru perioade scurte de timp, cât și pentru perioade lungi este identificarea stabilității formelor de teren sau gradului lor de instabilitate și a situațiilor care pot fi tratate ca hazarde geomorfologice.

1.2. Obiectivele geomorfologiei aplicate.

Din cele prezentate rezultă că scopul geomorfologiei aplicate este vast; de aceea, este important să alegem noi limitele domeniului, ceea ce se face în funcție de specificitatea și dominanța unor fenomene ale regiunilor care ne interesează. Un aspect comun însă permanent a fi luat în considerație rezultă din cea mai generală definiție a geomorfologiei ca știință care *identifică și descrie formele de relief, explică originea lor și predictează comportarea sau desfășurarea ulterioară*. Deci obiectivele geomorfologiei aplicate sunt: *identificare, descriere, explicare, predicție și postdicție*.

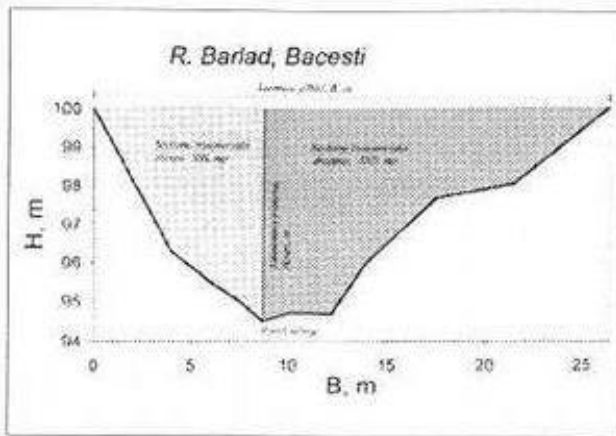


Fig. 2. Descrierea unei forme de relief cu ajutorul variabilelor morfometrice (Rădoane, Rădoane, 2003)

1.2.1. Identificarea. Reprezintă o simplă evaluare cantitativă și calitativă care ne pune în cunoștință cu elementele generale ale locului geomorfologic. De exemplu, un bazin hidrografic este, de departe, una din porțiunile cele mai bine organizate ale suprafeței uscatului. Limitele unui bazin hidrografic sunt clar definite de linia cumpenei de ape. Ravena este un exemplu de formă de relief care nu prezintă dificultate pentru identificare, așa cum este ilustrat în Fig. și Foto 1.

În schița de definire sunt specificate elementele componente ale unei ravene: *vârful* sau *obârșia ravenei* care, de cele mai multe ori se prezintă sub forma unui abrupt numit *râpă de obârșie* (*headcut*), cu adâncimi ce pot depăși 20 m în terenuri de loess; *muchia ravenei* este linia care descrie conturul ravenei și face contactul între suprafața terenului în care este adâncită ravena și taluz (malul ravenei); *malul ravenei* reprezintă suprafața de teren cu pantă accentuată și care face racordul între muchia ravenei și talvegul sau fundul ravenei; *fundul (talvegul) ravenei* se prezintă ca o fâșie foarte îngustă care devine din ce în ce mai lată spre gura ravenei și în funcție de stadiul de dezvoltare a ravenei. Prin talvegul ravenei trece și axul acesteia, respectiv, linia de cea mai mare energie; *conul aluvial* reprezintă o zonă de depuneri situată, de regulă, la ieșirea din ravenă; în majoritatea cazurilor, începutul acestei zone coincide cu gura ravenei și cota terenului în acest punct.

Alte forme de relief sau complex de forme de relief pot fi, de asemenea, identificate la o

multitudine de scări de mărime: un profil de versant sau o suprafață de versant, un sector de albie de râu sau valea râului în întregime, o alunecare de teren sau întreg profilul de versant, o cuestă sau un complex de interfluvii, un masiv montan sau o unitate complexă de relief montan ș.a. De regulă, cercetările de geomorfologie aplicată au în vedere categoriile de microrelief și mezorelief, care fac obiectul interesului direct al unei anume intervenții antropice și pot fi abordate pe baze experimentale în teren, atât ca formă, dar mai ales ca dinamică.

1.2.2. Descrierea. Descrierea se face în termeni cantitativi, privind variabilele geomorfometrice sau ale parametrilor ce definesc un proces (de eroziune, transport de aluviuni, deplasări de teren, eroziuni de maluri etc). De exemplu, pentru unitatea geomorfologică fundamentală care este un bazin hidrografic, Chorley și Kennedy (1971) au selectat 17 variabile geomorfometrice, iar Ichim *et al.* (1986) au identificat cel puțin 26 de variabile geomorfometrice pe baza unei investigații de peste 100 bazine din România.

Pentru descrierea morfologiei secțiunii transversale a albiei râului Bârlad (Rădoane, Rădoane, 2003) a fost nevoie de un fond de date privind 30 de secțiuni de albie din care s-au eșantionat depozitele și s-au făcut măsurători morfometrice în lungul râului (Fig. 2, Foto. 1). Variabilele morfometrice care ne-au ajutat să descriem fenomenul geomorfologic cercetat sunt următoarele: distanța de la obârșie în lungul râului Bârlad, L, km; suprafața bazinu-

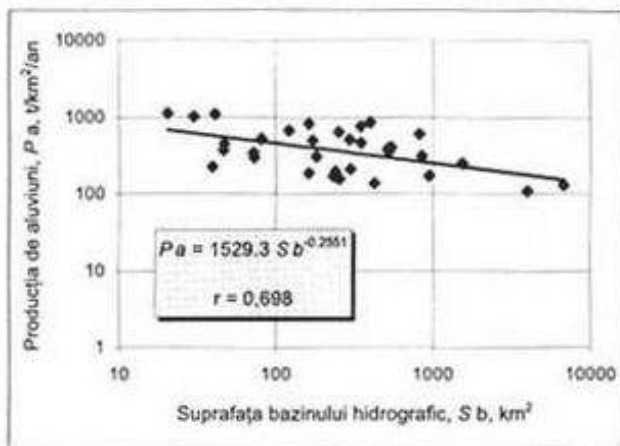


Fig. 3. Relația dintre producția de aluviuni, P_a , și suprafața bazinelor hidrografice, S_b , în condițiile râurilor și lacurilor din Podișul Moldovei și Câmpia Jijiei (Rădoane, Rădoane, 2002)

lui hidrografic amonte de secțiunea de măsurare, S_b , km^2 ; 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, AD , mp ; suprafața secțiunii mal stâng, AS , mp . Din fiecare secțiune transversală s-au recoltat probe medii, distinct, din patul albiei, din malul drept și din malul stâng.

În laborator probele au fost supuse procedeele standard de sfertuire, uscare, cântărire, si-tare 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 . Tot astfel pot fi descrise și alte morfologii, precum un profil de versant, o alunecare de teren etc., pe baza proprietăților identificate.

1.2.3. Explicarea. Cel de al treilea obiectiv al geomorfologiei este, în fapt, evaluarea raporturilor cauză – efect în apariția și dinamica formelor și a proceselor de relief. De exemplu, trebuie să explicăm de ce un râu, într-un anumit sector meandrea, iar în alt sector este împletit. De ce pe un versant se produce o alunecare de teren și pe altul nu? Sau de ce dintr-un bazin hidrografic se evacuează mai multe aluviuni decât din altul învecinat, situat aproximativ în aceleași condiții?

Răspunsul la aceste întrebări este dat pe baza analizei tuturor legăturilor cauzale între

factorii de control, procesele geomorfologice și formele de relief rezultate. Instrumentele de analiză a acestor legături cauzale sunt oferite de științe mai mult sau mai puțin învecinate geomorfologiei, cum ar fi statistica matematică (Rădoane et al., 1996).

Regresia liniară este instrumentul aflat cel mai la îndemână pentru a identifica gradul și intensitatea legăturilor dintre două variabile, din care una să fie cauză și alta efect. De exemplu, o relație mult utilizată în construirea bugetelor de aluviuni pentru bazine hidrografice este cea dintre producția de aluviuni P_a ($\text{t/km}^2/\text{an}$) și suprafața bazinului de drenaj (S_b , km^2); este o relație tipică de cauză (mărirea suprafeței de drenaj care este un înlocuitor pentru mărirea forței de eroziune în bazinul respectiv) și efect (producția de aluviuni, respectiv, totalitatea materialelor dislocate și puse în mișcare în bazinul respectiv). Exemplul din Fig. 3 este sugestiv, legătura dintre cele două variabile pentru aria Podișului Moldovei este una puternică, demonstrată și prin coeficientul de corelație. Pentru situația când numărul de variabile implicate în analiza unei forme de relief este mare se utilizează cu succes matricea de corelație, un mijloc rapid de a vizualiza cauzalitatea dintre variabile.

În Fig. 4 se exemplifică matricea de corelație pentru unele variabile ce descriu și controlează secțiunea transversală a râului Bârlad; tabloul rezultat este format dintr-o multitudine de coeficienți de corelație între o variabilă cu toate celelalte variabile incluse. Dacă numărul de observații este important (adică $n > 30$), coeficienții de corelație sunt semnificativi chiar și la valori mici, ca cei indicați în Fig. 4.

Variabila morfo-sedimentologică*	L(km)	Sb(km p)	la (m/km)	B (m)	Hmax (m)	SS (mp)	Hmed (m)	Rh	AS	AD	M	A+Pp	A+Pm	D50p
L(km)	1													
Sb(kmp)	0.993	1												
la (m/km)	-0.612	-0.613	1											
B (m)	0.209	0.193	-0.466	1										
Hmax (m)	-0.510	-0.528	0.086	0.421	1									
SS (mp)	0.001	-0.019	-0.264	0.856	0.697	1								
Hmed (m)	-0.384	-0.416	0.282	0.136	0.799	0.474	1							
Rh	-0.312	-0.344	0.181	0.235	0.821	0.571	0.987	1						
AS	-0.146	-0.165	-0.161	0.734	0.664	0.861	0.387	0.459	1					
AD	0.056	0.039	-0.280	0.684	0.572	0.838	0.460	0.549	0.494	1				
M	-0.407	-0.416	0.169	-0.052	0.221	0.033	0.314	0.278	0.153	-0.038	1			
A+Pp	0.004	-0.045	0.180	-0.325	-0.059	-0.110	0.267	0.227	-0.120	-0.033	0.256	1		
A+Pm	-0.458	-0.457	0.065	0.022	0.279	0.055	0.250	0.230	0.157	0.015	0.896	0.016	1	
D50p	0.145	0.173	-0.213	0.510	0.083	0.273	-0.169	-0.111	0.222	0.206	-0.396	-0.755	-0.215	1

Fig. 4. Matricea de corelație a variabilelor morfometrice și sedimentologice a albiei râului Bârlad

Lista variabilelor: L, lungimea râului, km; Sb, suprafața bazinului hidrografic, km²; la, panta râului, m/km; B, lățimea albiei, m; Hmax, adâncimea maximă, m; SS, suprafața secțiunii transversale, m²; Hmed, adâncimea medie a albiei, m; Rh, raza hidraulică, m; AS, asimetria de stânga a secțiunii de albie, m²; AD, asimetria de dreapta a secțiunii de albie, m²; M, parametru morfosedimentologic; A, argilă, %, P, praf, %; D50, diametrul median, mm; p-pa-tul albiei; m-malul albiei.

Zonele hașurate reprezintă corelații care pot fi analizate ca fiind o legătură între variabilele considerate. Desigur, în analiza acestor legături trebuie o mare atenție, experiența omului de știință fiind cea care decide ce corelație este validă din punct de vedere științific și nu calculul statistic.

1.2.4. Postdicția. Reprezintă evaluarea condițiilor dinamice sau caracteristicilor anterioare situației actuale, respectiv, istoria reliefului în ultima parte a timpului geologic (Holocenul), aspect care este în relație cu identificarea tendinței în timp lung a fenomenului geomorfologic studiat. Aparent, fără o importanță imediată, lipsa cunoașterii tendinței desfășurării unor procese geomorfologice nu de puține ori a generat chiar probleme de graniță (de exemplu, între statele Mississippi și Louisiana prin eroziunea laterală a fluviului Mississippi; între SUA și Mexic prin schimbările de albie datorate fluviului Rio Grande). În ce ne privește, exemplificăm o situație rezultată din analiza profilelor longitudinale actuale ale râurilor

est-carpătice, care a condus la unele concluzii privind paleoevoluția rețelei hidrografice din această regiune (Rădoane et al., 2002).

O dată ce râul și-a atins forma sa de echilibru, în cazul de față, o anumită curbă mai mult sau mai puțin concavă, „luptă” să își păstreze această formă împotriva oricăror intervenții de natură tectonică sau climatică. Am putea spune că este o evidență clară a teoriei care a bulversat lumea geomorfologică în anii '60, teoria echilibrului dinamic, emisă de Hack. Aceasta spune că: o formă de relief pentru a exista nu trebuie să parcurgă neapărat cele trei stadii de evoluții – tinerețe, maturitate, bătrânețe; *o formă de relief își menține acele caracteristici care îi asigură o stare de echilibru în schimbul de masă și energie cu altă formă de relief.* Și astfel se explică de ce un profil longitudinal cu o mică concavitate poate fi mai vechi (de exemplu, Suceava, Moldova, Bistrița) decât un profil cu o concavitate mai mare (de exemplu, Siret) (Fig. 5).

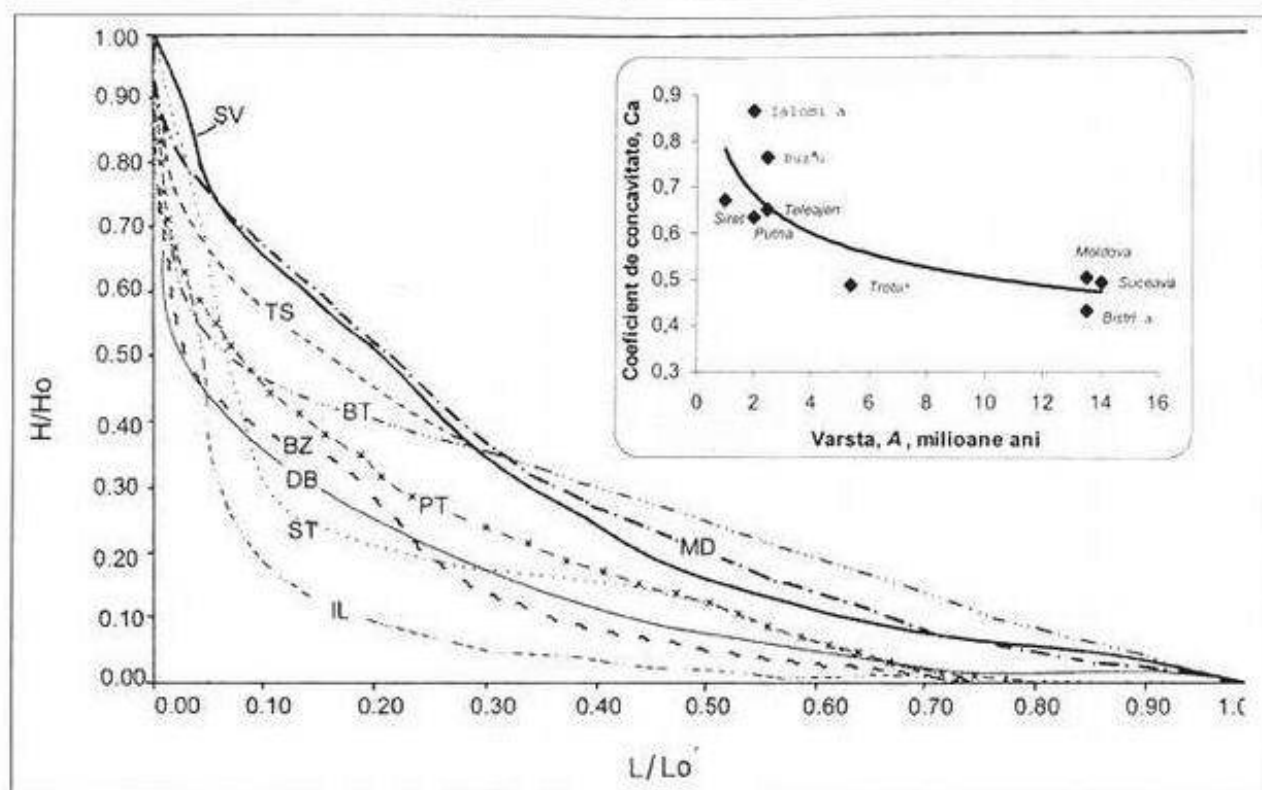


Fig. 5. Evidențierea relației între forma profilului de echilibru și vârsta râului (Rădoane et al., 2002). H/H_o — raportul de altitudine, unde H este altitudinea râului în punctul de măsurare, H_o este înălțimea râului de la gură la obârșie; L/L_o — raportul de distanță, unde L este distanța de la gura râului la punctul de măsurare, L_o este distanța râului de la confluență la obârșie. SV — R. Suceava; MD — R. Moldova; BT — R. Bistrița; TS — R. Trotuș; PT — R. Putna; BZ — R. Buzău; ST — R. Siret; DB — R. Dâmbovița; IL — R. Ialomița.

1.2.5. Predicția. Predicția este determinarea tendinței de desfășurare în timp și în spațiu a fenomenului geomorfologic, în general, și se face pe baza unor șiruri de măsurători pe durate și desfășurări spațiale reprezentative, pentru ca datele să se poată constitui în serii dinamice pertinente. Exemple numeroase de serii de timp din domeniul geoștiințelor asupra cărora s-au aplicat unele metode de analiză a tendințelor de evoluție sunt date în Rădoane et al (1996).

Pentru exemplificare, am ales seria de timp reprezentată de înălțimea patului albiei râului Suceava la postul hidrometric Brodina în perioada 1963–2002. Metoda de lucru este prezentată în alte lucrări ale noastre și nu trebuie să insistăm asupra acesteia. Important este de reținut că prin observarea tendințelor de desfășurare a unui proces geomorfologic în timp, putem prognoza evoluția lui în pași de timp ulteriori. În cazul de față, evoluția patului albiei râului Suceava în secțiunea Brodina (Fig. 6) este dată de o succesiune de agraări și adân-

ciri bruște; adâncirile corespund viiturilor mai puternice, precum cea din 1969–1970, când s-a depășit 200 mc/s sau cea din 1982, când s-a atins 100 mc/s, în situația în care, în secțiunea Brodina, debitul mediu multianual este de 3,42 mc/s. Între aceste perioade se interpun faze mai lungi de agraare, de regenerare cu aluviuni a patului albiei. Desigur, comentariile sunt mult mai numeroase, dar nu fac obiectul lucrării noastre.

De reținut, în concluzie, că obiectivele geomorfologiei aplicate derivă din obiectivele majore ale geomorfologiei generale, așa cum rezultă ele din definiția analitică a științei (Ichim et al., 2001).

1.3. Câmpul de implicare în context social-economic

Vom aduce în discuție interacțiunea dintre geomorfologie și supravegherea publică a mediului așa cum a fost abordată în cadrul grupului de lucru al geomorfologilor britanici (Hooke, 1988). Supravegherea publică

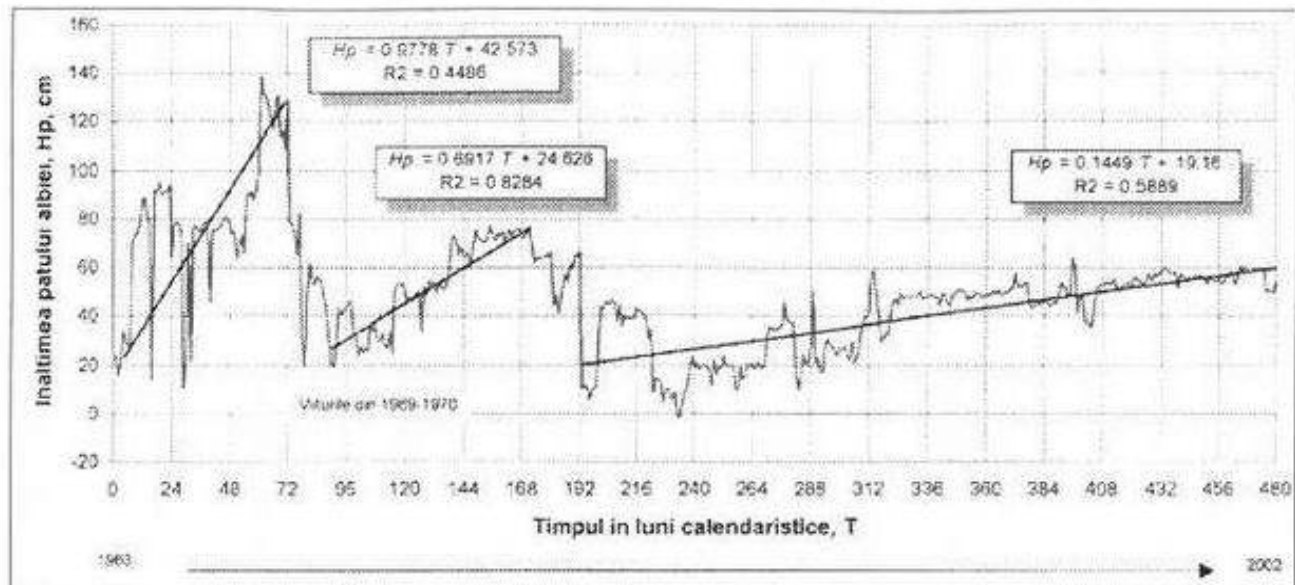


Fig. 6. Dinamica patului albiei râului Suceava în secțiunea Brodina

(poliția mediului) este acreditată ca o serie de măsuri care variază de la legislație strictă și reguli de conduită la măsuri economice coercitive. Această poliție a mediului poate aplica măsurile de la nivel internațional (vezi Comunitatea Europeană), la nivel regional, național și local (autoritățile locale) sub directă coordonare a ministerelor sau autorităților locale. Pentru geomorfologi este de interes orice activitate care modifică forma terenurilor, induce deplasări de materiale (depozite de versant, aluviuni) sau alterează cantitatea sau calitatea apei, a drenajului. Multe activități antropice afectează indirect proprietățile suprafeței terenurilor și prin interacția cu vegetația. Coates (1984 cit. Hooke, 1988) luând în discuție geomorfologia raportată la supravegherea publică spune:

„De când omul trăiește, muncește, construiește și își petrece timpul liber pe suprafața Pământului, el produce inevitabil schimbări ale ecosistemului uscat - apă, în cât geomorfologul trebuie să ia în considerare acele activități societale cu efect în modificarea proceselor naturale. De aceea este necesar ca geomorfologii să se implice în actele de guvernare care autorizează decizii de natură a schimba caracteristicile topografiei, materialelor și proceselor implicate în asemenea modificări.”

Este adevărat că schimbările induse de om au avut loc și în trecut, dar acum au o rată în

creștere, cu atât mai mult cu cât populația crește, resursele diminuează, încât s-a ajuns ca rata modificării mediului să fie accelerată și necontrolată.

Tipurile de schimbări care nu pot fi trecute cu vederea sunt: *mineritul* și realizarea de *cariere* care dislocă și transportă în scurt timp mari cantități de roci; *schimbarea tipului de agricultură*, în special, în terenurile joase (creșterea producției de cereale implică, evident, o agricultură intensivă, deci, dezechilibre); *consecințele geomorfologice ale urbanismului* sunt aproape ignorate, deși alterează foarte mult morfologia proceselor care o definesc, respectiv, realizarea de drumuri, dislocarea de materiale, construcții, canale etc.); *râurile* și *țărmurile* sunt specifice geomorfologiei pun probleme speciale de eroziune laterală, abraziune, erodarea plajelor etc. De cele mai multe ori problemele specifice geomorfologiei sunt neglijate în schimbul celor de poluare ale apei în aceste zone; *parcurile naționale* care, prin legislație, sunt supuse la o supraveghere specială din partea poliției mediului; *hazardele naturale* și atitudinea poliției mediului față de acestea.

Din păcate, legislația privind locul geomorfologiei în securitatea mediului este foarte firavă. Există însă diferite căi de control între care se detașează: a) persuasiunea morală; b) reglarea legislativă; c) coerciția economică.

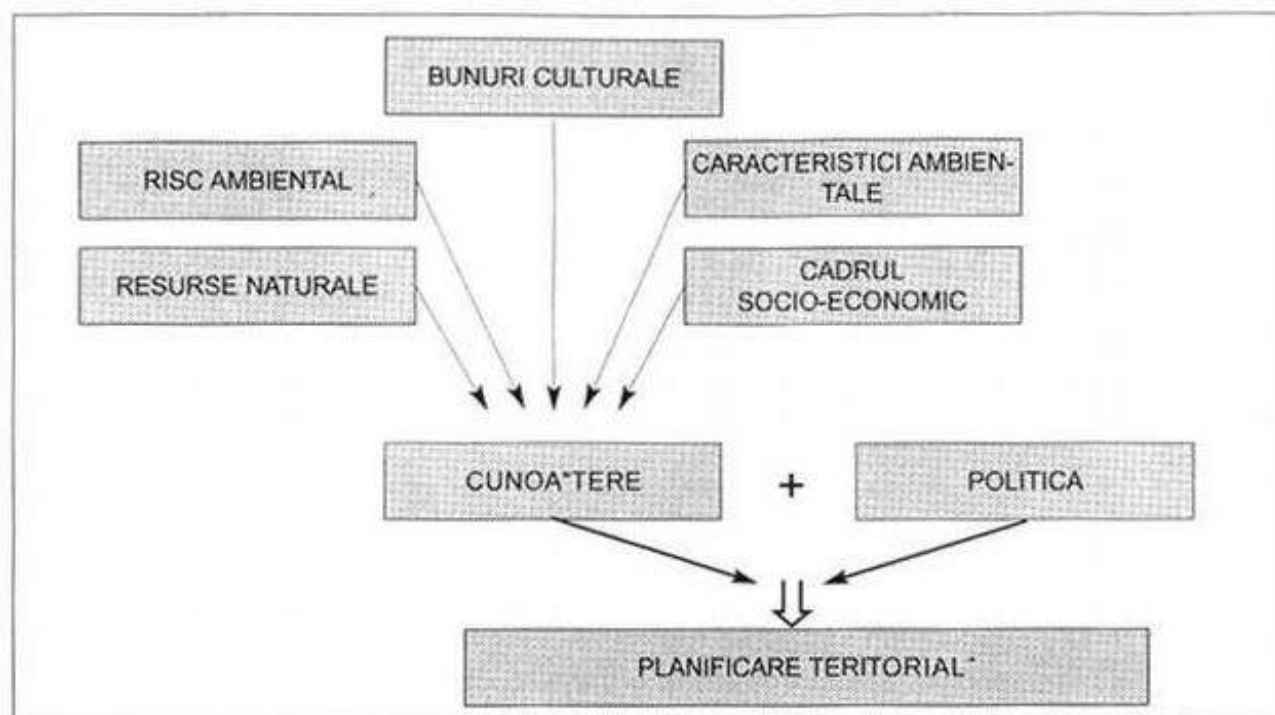


Fig. 7. Schemă decizională asupra planificării teritoriale (Panizza, 1991).

Toate acestea se realizează prin organizațiile și agențiile locale, federale, naționale și internaționale. Între acestea din urmă se includ și Națiunile Unite, Banca Mondială, iar, în interior, structurile guvernamentale, care au un rol major pe plan național, dar se apreciază o creștere a presiunii grupurilor private ce au influențat și influențează supravegherea mediului (de exemplu, Greenpeace). Ceea ce este mai grav și este valabil și pentru problemele de geomorfologie, poliția mediului nu există dacă nu s-au produs dezastre. Deci subliniem, legislația are în vedere cu predilecție aspectele catastrofice.

Geomorfologii trebuie să demonstreze necesitatea participării lor la poliția mediului și să sugereze acțiuni efective. „Nu este suficient să scrii despre un fenomen într-o publicație în speranța că supraveghetorii de mediu vor citi și îți vor traduce în practică concluziile tale. Lipsa de comunicare între omul de știință și supraveghetorii de mediu poate duce la negarea investigației pertinente și obiective asupra fenomenului în cauză”, spune același Coates (1984). În această idee s-au conturat patru tipuri de activități care pot fi considerate la interfața geomorfologiei aplicate cu poliția (supravegherea) mediului, și anume: 1. Catalogarea și inventarierea feno-

menului (de exemplu, inventarierea alunecărilor de teren dintr-o anumită zonă) sau a unei activități antropice; 2. Evaluarea efectelor fenomenului sau activității; 3. Predicția asupra efectelor activității propuse; 4. Indicarea alternativelor de supraveghere.

Rămânând în continuare la raportul geomorfologie–poliția mediului, trebuie să accentuăm un aspect definitoriu pentru staționarea acestuia, și anume, „ordonarea în spațiu și timp”, deci strategia dezvoltării unui teritoriu, a unei regiuni date. Aceasta implică raportarea la un alt set de factori, de care depinde alegerea sau decizia asupra unei soluții. Panizza (1991) sugerează următoarea schemă decizională în legătură cu planificarea (bonitarea) teritorială. Astfel, alegerea depinde de: cunoașterea teritoriului și politica dezvoltării. Dacă cea de a doua ține de tipul de guvernare, de administrare, în general, prima trebuie raportată la următoarele cinci componente (Fig. 7): resurse naturale, riscul natural, peisajul cultural, caracteristicile ambientului, cadrul socio-economic.

Punctul de convergență al acestor componente în alegerea sau propunerea soluției îl asigură cunoașterea. Dintr-o astfel de perspectivă poate fi abordată, în opinia autorului, și structurarea geomorfologiei aplicate, iar

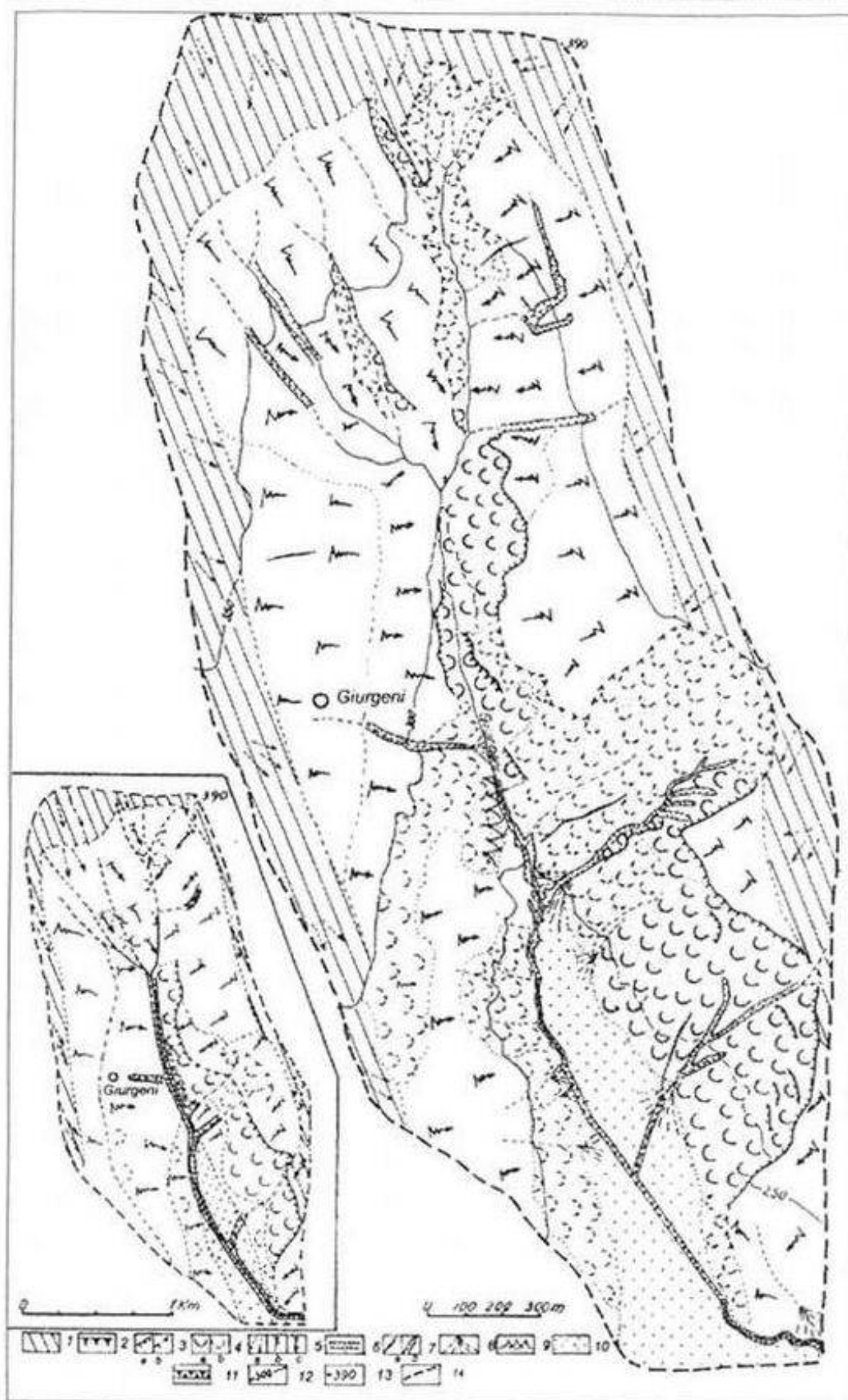


Fig. 8. Influența scării asupra distribuției areale a proceselor geomorfologice actuale. 1, platouri structura-lo-sculpturale; 2, abrupt litologic; 3, cornișă de desprindere: a, activă; b, stabilizată; 4, alunecări de teren: a, active; b, stabilizate; 5, eroziune în suprafață: a, slabă; b, moderată; c, puternică; 6, albie minoră adâncită; 7, oga-șe și ravene: a, sub 2 m adâncime; b, peste 2 m adâncime; 8, con de dejecție; 9, glacis coluvio-deluviale; 10, albie majoră; 11, albie canalizată; 12, curbe de nivel; 13, cote; 14, limita bazinului.

elementul fundamental de exprimare îl reprezintă *harta geomorfologică* în variantele ei tematice. Nu putem vorbi de o supraveghere competentă și eficientă a condițiilor de relief și de evaluare reală a acestora fără să avem un asemenea instrument, respectiv, *harta*. În aceste cazuri se recomandă realizarea hărților la scară mare, sub 1/10 000. În Fig. 8 exemplificăm bazinul hidrografic Giurgeni, unde noi am realizat cercetări geomorfologice detaliate asupra distribuției și dinamicii proceselor geomorfologice actuale. Am urmărit în mod special dinamica ogașelor și ravenelor, dar și a alunecărilor de teren. Suprafața bazinului hidrografic fiind doar de 4,56 km², am reușit să acoperim în detaliu întreg teritoriul bazinului în ce privește observarea și cartografierea geomorfologică. Informația culeasă a fost apoi trecută pe hartă, baza fiind dată de hărțile topografice. Deși informația era aceeași, scara hărții a alterat serios calitatea observației geomorfologice, în special, în ce privește distribuția areală a proceselor investigate. De exemplu, dacă raportăm numai suprafața acoperită de alunecări de teren, pe harta geomorfologică în scara 1/5 000, suprafața afectată de aceste procese este de 1,22 km², pe când pe harta geomorfologică în scara 1/25 000, această suprafață este de 0,875 km². Pe această bază putem evalua o eroare de apreciere de 30% (reprezentând raportul între cele două măriri), datorită utilizării pentru cartografie-

re geomorfologică a hărților neadecvate. Și formele torențiale (ogașe, ravene) sunt mult mai dense pe harta în scara 1/5 000, deoarece pe harta în scară 1/25 000 formațiunile cu adâncimi sub 1 m nu mai pot fi reprezentate. Comparând cele două hărți în privința fragmentării reliefului rezultă, de asemenea, valori diferențiate, respectiv de 3,12 km/km² în scara 1/5 000 și de 1,92 km/km² în scara 1/25 000. Eroarea calculată este în acest caz mai mare, de cca 40%.

Datele pe care trebuie să le reprezinte hărțile se referă la: geomorfometrie (altimetrie, energie de relief, pante, expoziție ș.a.), procesele actuale în raport cu stadiul lor de activitate, depozitele superficiale și alte date litologice, unele elemente de mediu care considerăm că pot explica situația geomorfologică ca, de exemplu, elemente de hidrologie (scurgere lichidă și solidă, viituri și inundații etc.), de climă (îngheț-dezgheț, precipitații), de pedogeneză, neotectonică ș.a.

Evident, toate acestea se vor obține potrivit cu specificul regiunii studiate. Dacă pentru organizarea în spațiu a supravegherii reliefului, hărțile constituie instrumentul indispensabil, pentru supravegherea în timp se impune rezolvarea problemelor de postdicție și predicție, deci, de cunoaștere a ratei proceselor, a tendinței lor de evoluție, a intervalului de recurență a unor procese ș.a.

BIBLIOGRAFIE

- BĂLTEANU, D., DINU, Mihaela, CIOACĂ, A. (1989), *Hărțile de risc geomorfologic*, SS GGG, seria Geografie, t 36, 9-14.
- BĂLTEANU, D. (1992), *Natural hazards in Romania*, RR GGG, s. Geographie, t 36, 47-55.
- CHORLEY, R.J., SCHUMM, S.A., SUGDEN, D.E. (1985), *Geomorphology*, Methuen, London.
- CIOACĂ, A. (2001), *Efectele activităților tehnologice asupra riscurilor geomorfologice în regiunile de extracție a resurselor naturale ale subsolului*, Revista Geografică, t 7, 132-137.
- COTET, P. (1978), *O nouă categorie de hărți – hărțile de risc – și importanța lor geografică*, Terra, X, 3.
- GRECU, F. (2002), *Risk-prone lands in hilly regions: mapping stages*, in Applied geomorphology, Wiley and Sons, Chichester, 49 – 64.
- HOOKE, J.M. (1988), *Geomorphology in Environmental Planning*, Wiley and Sons, Chichester, 274 p.
- IANOȘ, I. (1994), *Riscul în sistemele geografice*, SC GGG, seria Geografie, XLI, 19-27.
- ICHIM, I., RĂDOANE, Maria., RĂDOANE, N., CATANĂ, C. (1994), *Sediment balance in the Argeș drainage basin (Vidraru Dam - Oești Reservoir)*, RR GGG, serie de Geographie, 38, 105 – 110.
- ICHIM, I., RĂDOANE, Maria, DUMITRIU, D. (2000), *Geomorfologie*, vol. I, Editura Universității Suceava, 187 p.
- IONIȚĂ, I. (2000), *Geomorfologie aplicată*, Editura Universității „Al.I. Cuza” Iași, 230 p.
- MAC, I. (1986), *Folosirea unităților micro-scalare în cartografierea geomorfologică specială*, Lucr. Simpoz. „Proveniența și efluența aluviunilor”, 5 – 6 XI, 1986, Piatra Neamț.
- MARTINIUC, C., BĂCĂUANU, V. (1964), *Problemes de geomorphologie appliquee dans la systematisation des villes en Moldavie*, RR GGG, serie de Geographie, 8.
- PANIZZA, M. (1990), *Geomorfologia applicata*, NIS, Roma, 342 p.
- POSEA, G., CIOACĂ, A. (2003), *Cartografierea geomorfologică*, Editura Universității „Spiru Haret”, București.
- RĂDOANE, Maria, ICHIM, I., RĂDOANE, N., DUMITRESCU, Gh., URSU, C. (1996), *Analiza cantitativă în geografia fizică*, Editura Universității „Al. I. Cuza” Iași, 350 p.
- RĂDOANE, Maria, RĂDOANE, N., ICHIM, I., SURDEANU, V. (1999), *Ravenele. Forme, procese, evoluție*, Editura Presa Universitara, Cluj-Napoca, 268 p.
- 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, N., RĂDOANE, Maria, ICHIM, I., MICLĂUȘ, Crina (1995), *Influențele mineritului asupra tranziției de aluviuni pe râul Jiu, amonte de Sadu*, St. cercet. geol., geof., geogr., s. Geografie.
- RĂDOANE, Maria, RĂDOANE, N., DUMITRIU, D. (2003), *Geomorphological evolution of river longitudinal profiles*, Geomorphology, 50, Elsevier, Olanda, 293-306.

- RĂDOANE, Maria, RĂDOANE, N. (2003), *Morfologia albiei râului Bârlad și variabilitatea depozitelor actuale*, Seminarul Geografic „Dimitrie Cantemir”, Universitatea „Al.I.Cuza” Iași (sub tipar).
- RĂDOANE, N. (2002), *Geomorfologia bazinelor hidrografice mici*, Editura Universității Suceava, 255 p.
- SCHREIBER, W.E. (1980), *Harta riscului intervenției antropice în peisajul geografic al Munților Harghita*, SC GGG, seria Geografie, t 27, 1.
- SURDEANU, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Editura Presa Universitară clujeană, 274 p.
- SURDEANU, V., RĂDOANE, Maria, RĂDOANE, N. (2003), *Erosion and gullying in Romania*, Extended abstracts, International Conference *Gully erosion in Mountain Areas: Processes, measurement, Modelling and Regionalization*, Digne-le-Bains, France, 150-154.
- TRICART, J. (1962), *L'Epiderme de la Terre, esquisse d'une geomorphologie appliquee*, Masson et Cie, Paris, 167 p.
- TUFESCU, V., MOȚOC, M. (1969), *La geomorphologie au service de l'amelioration des terrains degradés en Roumanie*, Travaux du Symposium International de Geomorphologie Appliquee, Bucharest, 49 – 54.
- TUFESCU, V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Editura Academiei, București.
- *** (1985), *Cercetări geomorfologice pentru lucrări de îmbunătățiri funciare*, (editori D. Bălțeanu, Ș. Dragomirescu, C. Muică), Universitatea București, Institutul de Geografie, 298 p.

Universitatea „Ștefan cel Mare”, Suceava

Beach-dune systems of the North of France: a dynamic equilibrium?

Yvonne BATTIAN-QUENEY

Key words: aeolian dynamics, foredune, macrotidal sandy beaches, dynamic equilibrium, Côte d'Opale

Abstract: Beaches and foredunes belong to morphologic systems, which depend not only upon marine and aeolian dynamics, but also upon sediment supply. In the North of France, two sites have been studied during the last ten years: Merlimont and Bray-Dunes. Both are macrotidal sandy beaches with well developed foredunes and incipient dunes. The effect of storm events strongly depends upon the tidal environment. The immediate consequences of a storm can be spectacular, with sand cliff formation and several meters shoreline retreat. Nevertheless, on a longer time scale, German bunkers and aerial photographs prove a remarkable stability over the last 60 years. Thanks to an abundant nearshore sand supply, there is a rapid adjustment of the beach and foredune profile leading to a morphologic equilibrium of Merlimont and Bray-Dunes coastal systems. Equilibrium mechanisms work only if sediment exchanges and natural processes are not inhibited by human interventions.

Introduction

All over the world, beaches constitute an important regional tourism resource. So users and managers have to know if beaches and dunes, which border them, are threatened by coastal erosion. The degree of resilience of coastal systems (their ability to resist to disturbances) is a very important property to take into account for a sustainable development and management. To resolve this problem, the geomorphologists have a decisive role, because they can give sound information on the beach and dune dynamics and estimate the sediment budget. To give relevant data to the managers, they must consider the whole coastal system and not only the beach alone. The example of the northern French coast will serve to illustrate this way of thinking.

The 160 km long Côte d'Opale extends along the French coast of eastern English Channel and southern North Sea, from the Authy estuary to the Belgian border (Fig. 1). Beaches and dunes are present on two thirds of this coast (Battiau-Queney et al., 2001). Two sites are specially considered in this paper: 1°) Merlimont Beach, which represents the Picard type: dunes are organised in two distinct fields; the shoreline is approximately south-north

(perpendicular to the prevailing winds); 2°) Bray-Dunes Beach, which typifies the Flemish coast. It is characterized by only one dune field. The coast is WSW-ESE, then nearly parallel to the western prevailing winds.

The beach-dune system

A beach-dune system is just a peculiar type of morphologic system (Fig. 2). It works thanks to a source of energy, which enters permanently into the system, but with large spatial and temporal variations. This energy keeps the marine and aeolian dynamics up. When working the system creates landforms within a spatial unit called the morphosedimentary cell. Along the Côte d'Opale, the morphosedimentary cell includes

- the foredune,
- the beach (strictly speaking), which is here the intertidal zone, limited inland by the swash upper limit and seaward by the lowest sea level;
- the nearshore (as opposed to the backshore including beach and dune) (*avant-plage* or *petits fonds* in French), which is the wave shoaling zone, where sediment is transported to the beach or exported seaward.

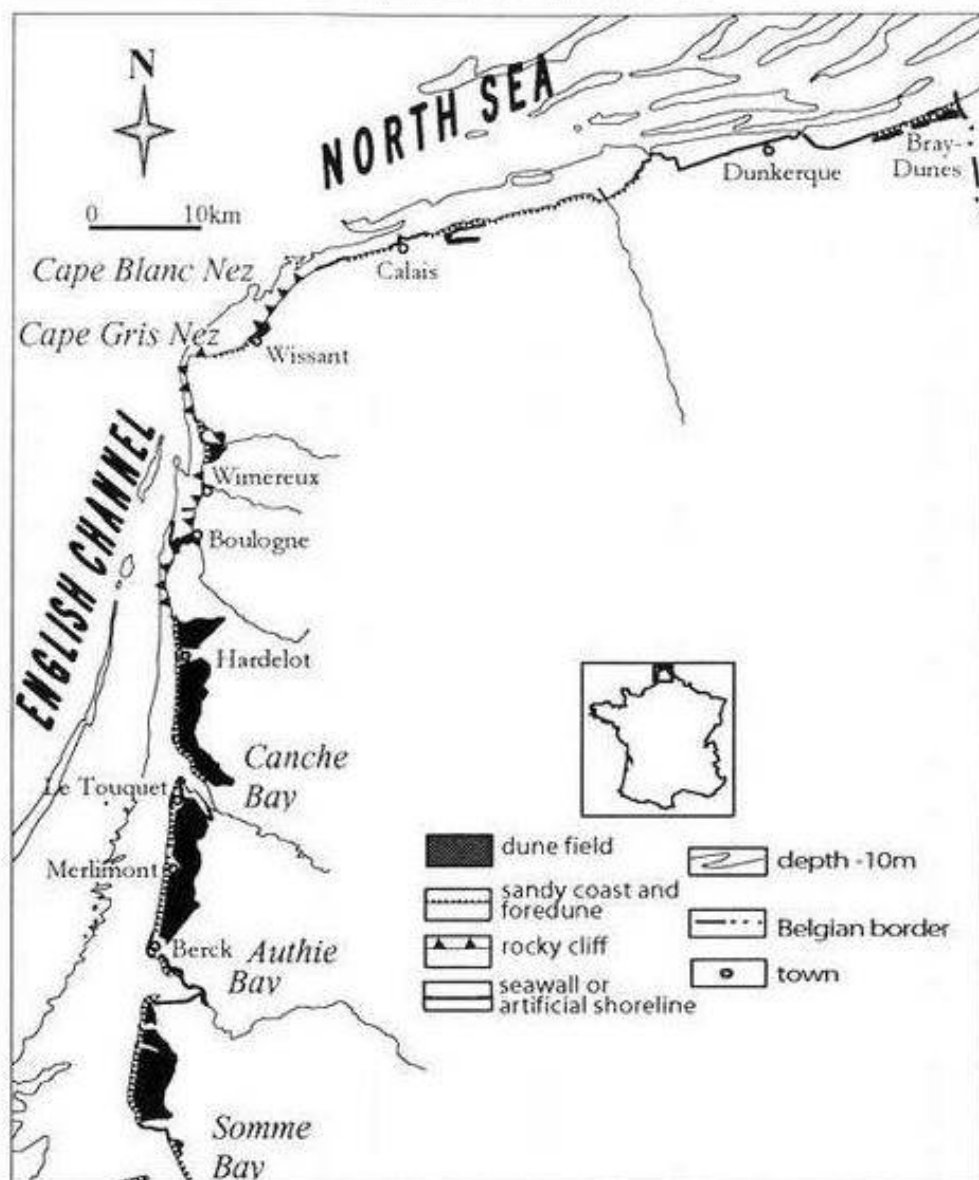


Fig. 1. Location map

Foredune, beach and nearshore are not independent from each other, but, on the contrary linked through continuous sediment exchanges. Their boundaries are neither impervious nor stable: they migrate continuously, at least on a short time scale.

Morphosedimentary cells are not closed: the coastal system is an open system. All along the Côte d'Opale, fluvial inputs are negligible, but the cells receive sediment either from the longshore drift or transverse currents from offshore. They lose sediment either offshore or through the longshore drift. On the Côte d'Opale beaches, the sediment transport by the longshore drift is considered to be balanced (in each coastal cell, inputs equal outputs). On the contrary inputs and outputs from and to the lower shoreface and

offshore are less well known, despite their importance in the sediment budget of the coastal system. Other uncertain data concern the volume of sand, which is trapped in the foredune, which works as a sedimentary sink.

The effect of tide on the beach-dune system

At Merlimont, spring-tide ranges exceed 8 m giving very wide (up to 900 m) gently sloping beaches (0.5 to 0.6°) (Fig. 3a). The prevailing winds blow nearly perpendicularly to the shoreline. Bray-Dunes has a lower spring-tide range (from 4 to 5 m); the intertidal zone is 400 to 450 m wide (Fig. 3b). The prevailing winds blow close to the direction of the shoreline, but there are also a few strong storms coming from the North. At Merlimont and

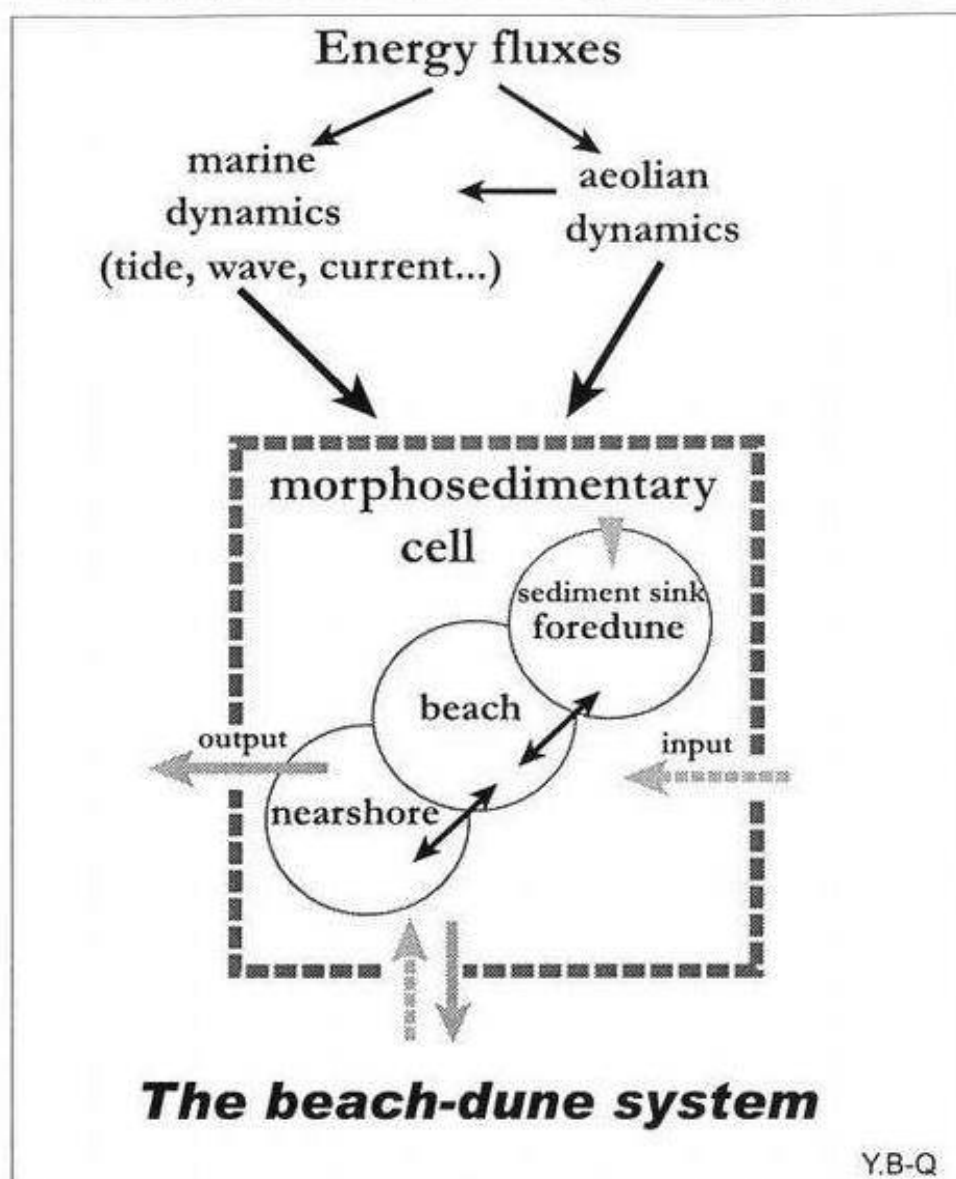


Fig. 2. Sketch of the beach-dune system

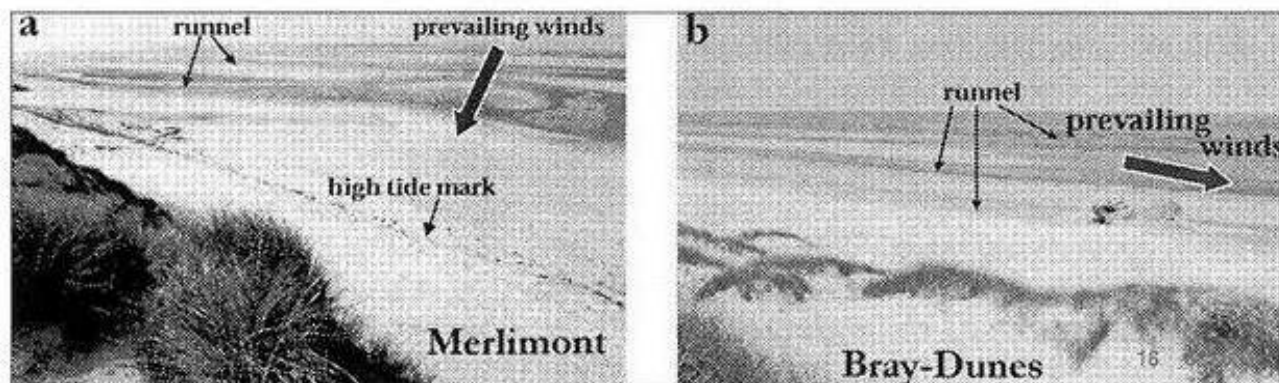


Fig. 3. Typical ridge-and-runnel morphology of macrotidal beaches at low tide.

a. Merlimont beach. The north-south oriented shoreline is almost perpendicular to the offshore prevailing winds. In front of picture, the foredune is covered with dense *Ammophila arenarium*.

b. Bray-Dunes beach. Here the prevailing winds and shoreline have nearly the same orientation. The bunker located on the beach dates from the First World War. It was already in this position 60 years ago and was used for the training of German soldiers. In front of picture, incipient dunes with *Elymus farctus*.

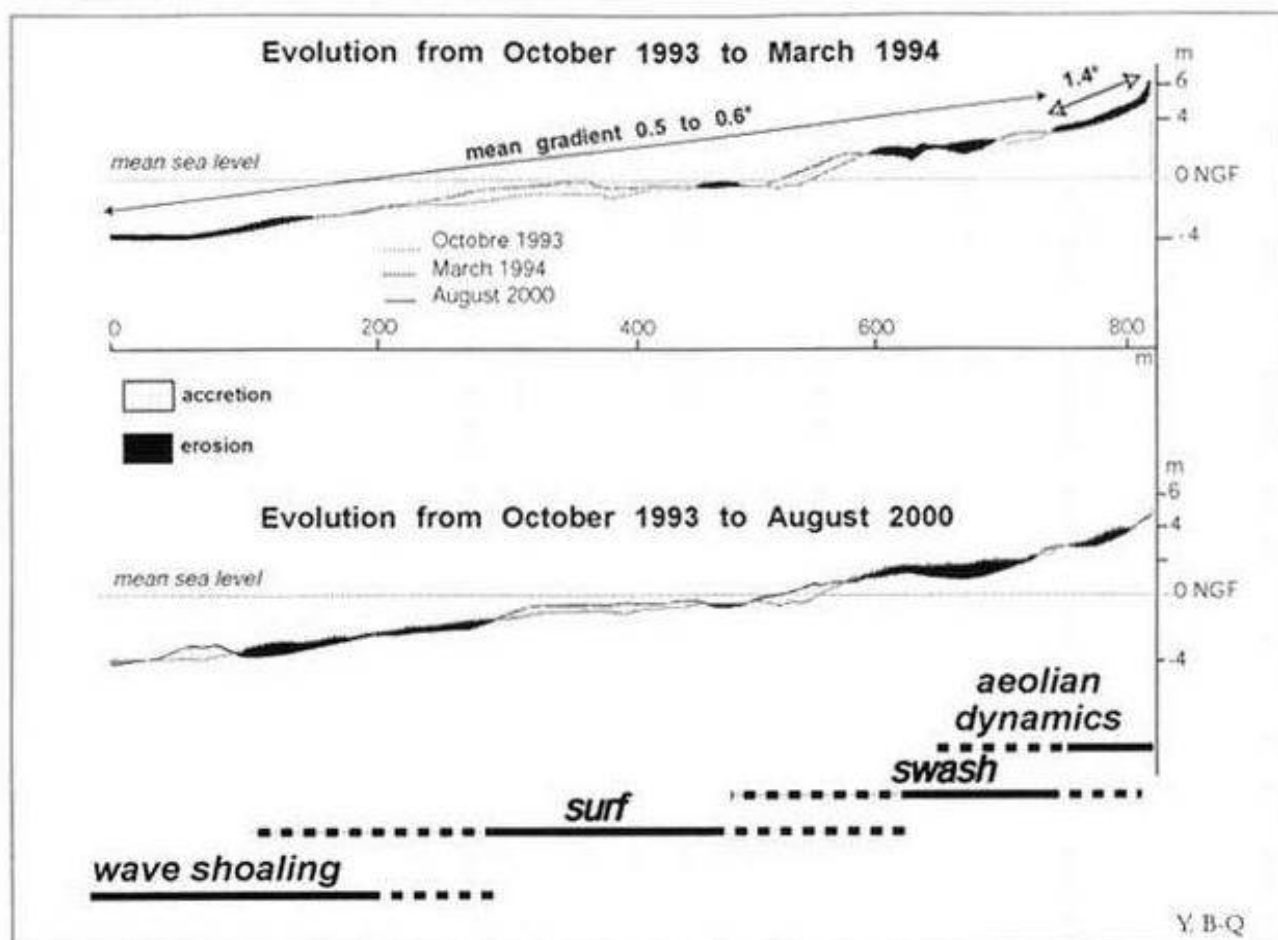


Fig. 4. Beach-profiles and dynamics zones at Merlimont

These profiles were realised respectively in October 1993, March 1994 and August 2000, from the lowest sea level to the foredune foot, during a large spring tide. The intertidal zone is more than 800 m wide. The different dynamics zones (wave shoaling, surf, swash and aeolian) are indicated below. They migrate twice on the beach profile, during a single tide cycle. The swash processes work only a very short time on the upper beach, except when a storm event coincides with high tide.

Bray-Dunes, the ridge and runnel morphology is well developed (Sipka, 1998; Levoy et al., 1998; Corbau et al., 1999) and the high tide mark (*laisse de mer*) is at several dozen metres from the dune foot. The beach sand is well sorted, fine or medium-fine (median around 250 microns).

Macrotidal ranges have an important effect on the beach morphodynamics (Masselink & Turner, 1999). Beach profiles are presented here (Fig. 4), which were realised on Merlimont Beach from the lowest sea level to the foredune foot, during a large spring tide. The intertidal zone is more than 800 m wide. During a single tide cycle (12 hours and 20 minutes), the surf and swash zones migrate twice on the beach profile. The rising tide lasts 5h 15 environ, the falling tide is longer (approximately 7h 05). So, the rate

of tidal translation is faster when the tide is rising (150 m per hour). The swash processes work only a very short time on the upper beach: less than 2 hours, during the flood settling lag.

Storms add a non-periodic component to the tide effects. When they occur during neap tide they have a negligible effect. On the contrary, when they occur during a high spring tide, a surge can add 1 to 1.5 m to the «normal» sea-level, with two main consequences: 1°) a longer period of swash processes on the upper beach, 2°) deeper water increasing the wave energy in the surf and swash zones. So storm hazards are much more infrequent in case of macrotidal beaches, than in case of microtidal beaches. From these considerations we propose the concept of «morphogenic storms».

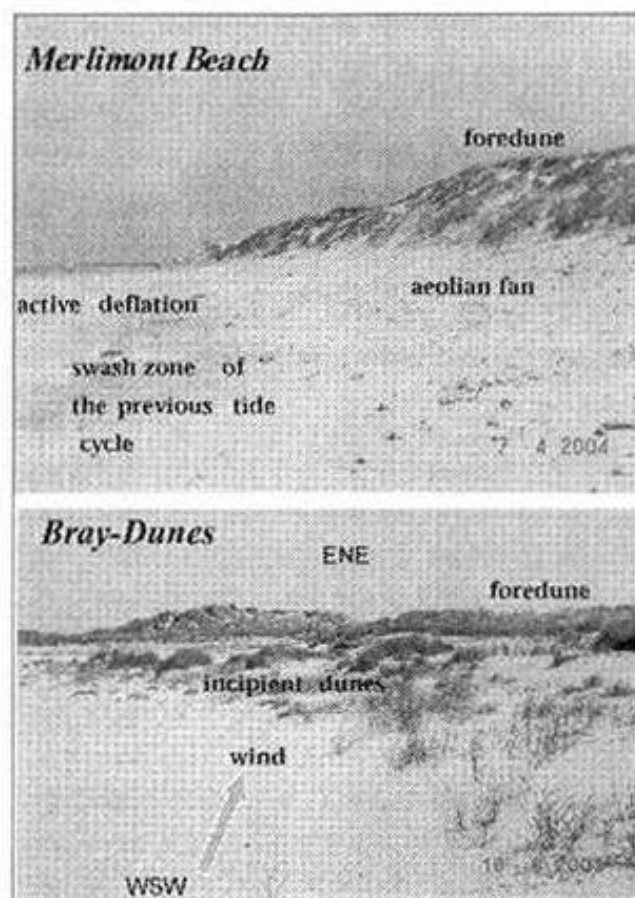


Fig. 5. Active aeolian dynamics on the upper beach. Above, Merlimont beach; the picture was taken during a very high tide, in April 2004.

Below, Bray-Dunes beach during a high spring tide; aeolian dynamics create incipient dunes thanks to a dense pioneer vegetation. *Cakile maritima* and *Elymus farctus* are the most frequent species. In the rear, dune fences are partially buried.

The effect of wind on the beach-dune system

Along the Côte d'Opale, the foredune foot is generally (that is in "normal" conditions, and not in storm conditions) not situated within the swash zone. During the tide cycle, a wide part of the beach is directly affected by aeolian dynamics (Battiau-Queney, 2004). The swash upper limit (or high water mark) is normally located at a few tens metres from the foredune foot. Runnels act as sand traps, which are efficient when the wind is moderate. But when the wind speed reaches or exceeds 50 km/hour (stage 7 on the Beaufort scale), aeolian deflation is active on the whole middle and upper beach, especially in winter when runnels are less deep. In fact, a huge

volume of sand is exported inland from the beach. Along the Côte d'Opale, each summer, several ten thousands cubic metres have to be removed from the sea-front area of the main seaside resorts (40,000 to 120,000 m³ at Le Touquet) (Dewailly, 1980).

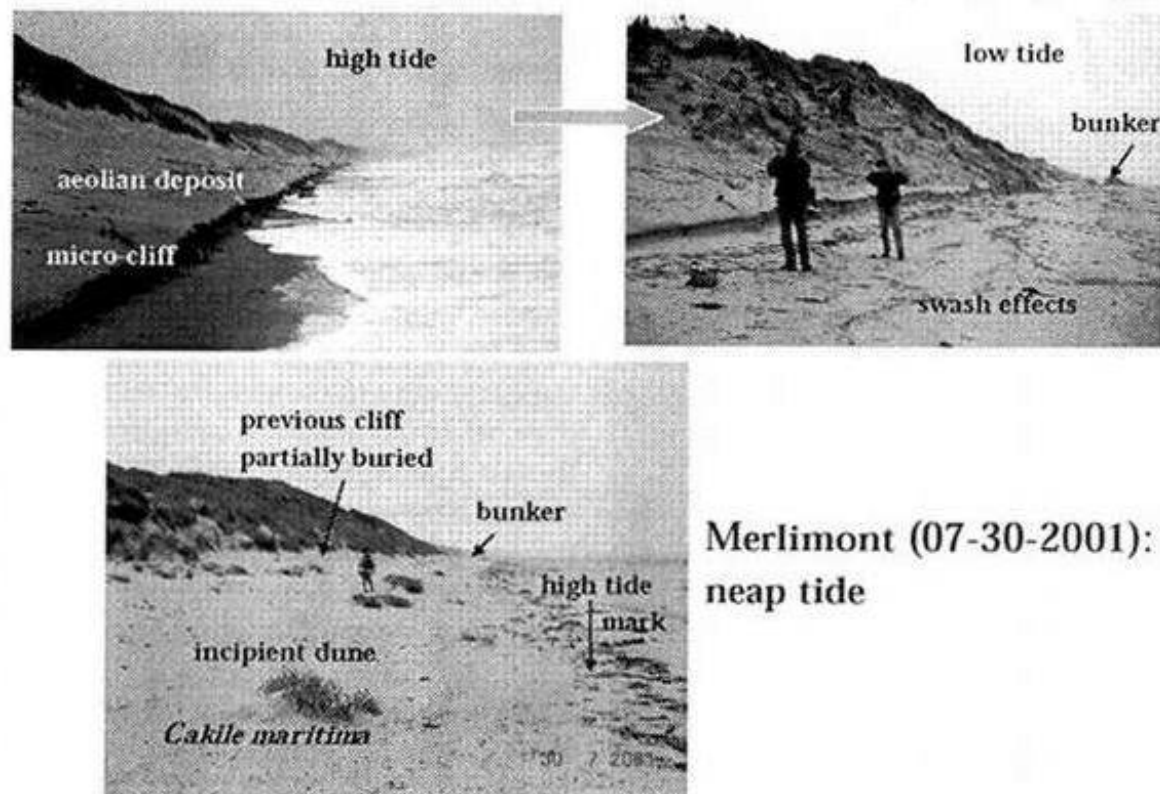
Sand is transported and deposited on the upper beach and supplies the foredune. It creates an aeolian accretion fan at the foredune foot or/and incipient dunes associated with the pioneer vegetation (Fig. 5). At Bray-Dunes, dune fences are rapidly buried and a series of topographic profiles revealed that the foredune height has increased considerably during the last 5 years (Brulez, 2002). It is a general evolution on many Côte d'Opale beaches. So the foredune and upper beach act as a sedimentary sink, which contributes to morphodynamics adjustment after storm disturbances.

Morphogenic adjustment of the beach-dune system

Marine erosion of the foredune and upper beach is active in case of combined storm and high spring tide (Fig. 6). On the top pictures showing the Merlimont Beach, a storm event was associated with high spring tide. The sea level rose unusually and swash processes created a sand cliff in an ancient aeolian fan at the foot of the dune. Incipient dunes were destroyed. The storm effect was spectacular. Most people at that time thought that it proved a rapid marine erosion and shoreline retreat, leading eventually to the destruction of the foredune itself.

Nevertheless this prediction was not confirmed at all: on the same site 7 years later, the beach and dune profile has completely changed. The system had enough time to adjust toward equilibrium, despite high spring tide a week before and several slight storm events the years before. It clearly appears that the Côte d'Opale beach dune systems have a short geomorphic relaxation time. The dune sand reserve is immediately put again into circulation within the coastal system, when a storm occurs. It is important to note that the construction of a dyke at the emplacement of

Merlimont (03-29-1994): storm combined with very high spring tide



Merlimont (07-30-2001): neap tide

Fig. 6. Short time resilience of upper beach morphology at Merlimont

On the top, spectacular effect of a storm event associated with high spring tide. The sea level rose unusually and swash processes created a sand cliff in an ancient aeolian fan, which formed at the foot of the dune. Incipient dunes were destroyed.

Below, same site 7 years later. The beach-dune system had enough time to adjust toward equilibrium.

the foredune will prevent any natural adjustment of the beach profile after a storm. It leads to major erosion problems, sand shortage and beach profile lowering, as it is presently observed at Wimereux, Wissant and Hardelot (Clabaut et al., 1986; Battiau-Queney, 2003).

If sand exchanges were just active between beach and foredune, the volume of sand in the foredune and the beach level would not vary notably after each adjustment following a morphogenic storm. In fact, another evolution was observed: on a longer time scale (60 years), the height of the foredune has increased despite a relatively stable beach profile. At this time scale different methods are used to evaluate the shoreline retreat rate and foredune change. The first of them is the comparison of aerial photographs, once they are ortho-rectified and put at the same scale.

Analysis of the first aerial photographs (1942-1947) shows the absence of foredunes on several parts of the coast, contrary to the present situation. Large parabolic dunes were directly linked with the beach. Today, these parabolic dunes are located inland and separated from the beach by the foredune. They can no more be supplied by the beach sand. Bunker archaeology is another original method. German bunkers, which were built in 1942-1944 are good tools and references, if their original military purpose is known (Lanoy-Ratel, 1998, 2004). If they are correctly used, German bunkers indicate not only the position of the ancient shoreline but also the precise foredune geometry in 1942-1944 (height and profile). Applied to the Bray-Dunes Beach, bunker archaeology proves two things: 1°) the shoreline retreat was negligible over the last 60 years; 2°) the foredune height and volume

increased more or less severely. Just after the War, human interventions (dune fences) help to raise the foredune, but this phenomenon would have been inefficient without natural processes. Applied to the Merlimont Beach, along the Biological Reserve, bunker archaeology reveals just a slight shoreline retreat (less than 30m over the last 60 years).

While the foredune was thickening, the relative or total stability of the shoreline means that the beach profile has not seriously lowered since the last War. There is not only a rapid adjustment (a few years) of the beach profile after each geomorphic storm event but also, on a longer time scale (50-60 years), a morphologic equilibrium. It implies considerable sand supply to compensate the foredune sediment sinking. So another sediment reserve exists, which nourishes the upper beach and foredune. This reserve is located nearshore where is a wide complex of sand bars (Larsonneur et al., 1982). Nevertheless the precise adjustment mechanism, which leads to the beach profile equilibrium and foredune development, is unknown. Some research has still to be done to explain sediment exchanges between nearshore sand bars and the beach. We do not know also why fore-

dunes have rapidly increased after the War, along many Côte d'Opale beaches. The spreading of myxomatosis after 1952 and nearly extinction of rabbits could have been a factor, which added to human interventions to help sand trapping.

Conclusion

The macrotidal beach-dune systems of Merlimont and Bray-Dunes seem to be in dynamic equilibrium:

- Storm effects depend upon the simultaneous tide range: heavy storms are inefficient if they happen during neap tide.
- Rapid adjustment is observed after an «efficient» storm: wind-transported sand accumulate on the upper beach and foredune sea face. The foredune acts as a sediment reserve, a part of which goes back to the beach during an efficient storm.
- The beach receives abundant sand supply from nearshore bars.
- In the present regional morphodynamics environment, most beaches of the Côte d'Opale are not threatened by marine erosion. On the contrary, strong erosion problems occur when foredunes were destroyed, built or replaced by dykes.

REFERENCES

- BATTIAU-QUENEY, Y., FAUCHOIS, J., DEBOUDT, P., LANOY-RATEL, P., 2001. Beach-dune systems in a macrotidal environment along the northern French coast (English Channel and southern North Sea). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 34, 580-592.
- BATTIAU-QUENEY, 2003. Les systèmes plages-dunes de la côte d'Opale, de la baie d'Authie à la frontière belge. *Cahiers de Géographie Physique*, 14, Univ. Lille - USTL, 59-77.
- BATTIAU-QUENEY, 2004. Haut de plage et front dunaire: enregistrement morphologique de la dynamique éolienne et marine dans un système macrotidal, *Géographies-Bulletin de l'Association des géographes français*, sous presse.
- BRULEZ, R., 2002. *Aspects géomorphologiques des échanges plage-dune sur le site de Bray-Dunes (Nord, France)*. Mém. Maîtrise, Univ. Lille - USTL, 72 p.
- CLABAUT, P., CHAMLEY, H., 1986. Observations sédimentologiques sur le littoral de Wissant (site des Caps, Boulonnais). *Annales Société Géologique du Nord*, 105, 169-178.
- CORBAU, C., TESSIER, B., CHAMLEY, H., 1999. Seasonal evolution of shoreface and beach system morphology in a macrotidal environment, Dunkerque area, Northern France. *Journal of Coastal Research*, 15 (1), 97-110.

DEWAILLY J.M., 1980. Aménagement touristique et collectivités locales sur le littoral du Pas de Calais, *Cahiers Nantais*, 17, 77-97.

LANOY-RATEL, P., 1998. *Bunkerarchéologie, photo-interprétation et photo-comparaison appliquées à l'étude du littoral de la Région Nord-Pas de Calais*. Espace Naturel Régional / Univ. Lille 1-USTL, 113 p.

LANOY-RATEL, P., 2004. La bunker archéologie: principes et études de cas sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais. *Géographies-Bulletin de l'Association des géographes français*, sous presse.

LARSONNEUR, C., BOUYASSE, P., AUFFRET, J.P., 1982. The surficial sediments of the English Channel and its western approaches. *Sedimentology*, 29, 851-864.

LEVOY, F., ANTHONY, E., BARUSSEAU, J-P., Howa, H., Tessier, B., 1998. Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série II, 327, 811-818.

MASSELINK, G., TURNER, I., 1999. The Effect of Tides on Beach Morphodynamics, in Short, A.D. (ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley and Sons, 204-229.

SIPKA, V., 1998. *Les plages macrotidales du Nord-Pas-de-Calais: contexte environnemental et caractérisation morphodynamique*. PHD Thesis, Univ. ULCO, Dunkerque, 220p.

*UFR de Géographie et Aménagement
Laboratoire de Géomorphologie et GEstion des Milieux Naturels
Universités de Sciences et technologies de Lille*

Caractérisation d'erreurs sur un modèle numérique de terrain en fonction de zones morphologiques des versants

Frederic ROUSSEAU¹, Florina GRECU²

Mots clés: modèle numérique de terrain, méthode d'interpolation, talwegs, versant, erreur altimétrique

Caracterizarea erorilor pe un model numeric al terenului în funcție de unitățile morfologice de versant. Articolul prezintă impactul pe care le au erorile unui model numeric al terenului asupra simulării inundațiilor. Obiectivul principal al articolului este studierea repartiției spațiale a erorilor, a cauzelor acestora. Repartiția spațială a erorilor depinde de relief, de cantitatea de informații pe care o include acesta și care poate fi redată în MNT. Astfel, în modelul realizat, interfluviile plate, talvegurile, versanții denivelați prin alunecări profunde prezintă erori datorită echidistanței dintre curbele de nivel. Stabilirea arealelor cu erori și apoi eliminarea acestora sunt deosebit de importante și din punct de vedere practic-aplicativ, cum ar fi riscul la inundații.

Introduction

Dans cet article, nous traitons de l'impact des erreurs dans le cadre de simulations de risque. Les modèles numériques de terrain (MNT) sont souvent utilisés dans ce type d'applications sans que l'utilisateur n'aie quantifié l'impact de ces erreurs sur ses résultats de simulations (Wechsler, 1999). Selon (Hottier, 1990), et plus récemment (Wise, 2000), l'exactitude d'un MNT est liée au mode d'acquisition des données et à son mode de construction. Nous ne traitons pas ici des erreurs liées aux données qui ont servi à la construction du MNT. De nombreux travaux ont déjà montré l'importance de la précision des données initiales sur la qualité globale des MNT (Carter, 1992 ; Chang et al, 1991). Par ailleurs, il a aussi été montré que le type d'interpolation choisi, à partir du même type de données en entrée, donne des résultats similaires en termes de précision globale (Carrara et al, 1997).

L'objectif de cet article est d'étudier la répartition spatiale, puis l'impact des erreurs qui sont récurrentes quelque soit le type d'interpolation choisi. Une erreur est la différence entre la mesure d'une grandeur et sa valeur réelle. A partir des mêmes données en entrée

(courbes de niveau), nous comparons un MNT avec des valeurs de contrôle exogènes supposées plus « exactes » pour localiser, puis évaluer ces erreurs sur le MNT. Nous utilisons comme donnée altimétrique de référence un MNT à très haute résolution acquis grâce à la technologie LIDAR.

Nous supposons que la répartition spatiale des erreurs les plus importantes n'est pas dépendante du choix de l'interpolation mais du type de relief. Dans un premier temps, nous mettons en évidence la similarité des zones d'erreurs récurrentes sur différents types de MNT. Nous montrons, dans un second temps, l'impact des erreurs sur ces zones et leurs effets sur les principaux paramètres topographiques (altitude, pentes). Ces zones d'erreurs sont généralement liées à un manque d'information sur les structures importantes du terrain (crêtes, talwegs). Mais, même si il existe des méthodes pour résoudre ces problèmes (Jaakkola et al, 2000), elles ne sont globalement prises en compte que par une faible minorité d'utilisateurs (Wechsler, 1999).

Nous concluons par une discussion sur les avantages qu'apporterait une caractérisation

automatique d'un MNT. Réussir à déterminer de manière automatique certains types de formes permettrait à l'utilisateur de connaître automatiquement la qualité potentielle de son MNT en fonction de ces zones morphométriques. Cependant, une telle approche n'est possible qu'à partir d'une détection robuste donnant des limites de zones précises.

Etat de l'art des différents types d'interpolation à partir de courbes de niveau

Il existe plusieurs sources de données permettant la construction de modèles numériques de terrain. Les données les plus courantes sont issues généralement de courbes de niveau ou d'autocorrélation à partir d'images satellitales. Nous n'étudierons dans cet article que les MNT construits à partir de courbes de niveau. Si cette méthode de construction de MNT se généralise de plus en plus, c'est, selon (Heitzinger et al, 1998), grâce au nombre croissant de cartes papier peu chères, à différentes échelles, et intégrant une représentation des courbes de niveau. C'est aussi pourquoi de nombreuses agences nationales de cartographie, dont l'Institut Géographique National, sur une partie du territoire, ont entrepris de créer des MNT à partir de la numérisation ou du scannage des courbes de niveau de leurs cartes existantes (Aumann et al, 1990).

Pour construire un MNT, représentant une surface continue, à partir de ces données, il est nécessaire d'interpoler la surface du terrain. Il existe une distinction (Monier, 1997) entre méthodes d'interpolation exacte (les données en entrée restent les mêmes après l'interpolation) et méthode d'interpolation non exactes (les données en entrée sont modifiées par la méthode d'interpolation). Les trois méthodes d'interpolation rasters sont non exactes, contrairement à la méthode d'interpolation TIN.

Nous présentons ci-dessous très brièvement deux méthodes d'interpolation raster et une méthode d'interpolation TIN. Il existe de nombreux articles et thèses concernant ce sujet (Burrough et al, 1998 ; Wood, 1998) ainsi que

de nombreux sites internet permettant de télécharger les algorithmes décrits.

Choix des méthodes d'interpolation

Très utilisés dans les années 90 grâce à leur simplicité d'usage et de traitement, la plupart des algorithmes d'analyse sont programmés pour le format raster. Néanmoins, ce format présente quelques désavantages. Le premier concerne la taille de la cellule: elle conditionne la taille du fichier et surtout la qualité du résultat. Le second concerne la difficulté des rasters à bien représenter les lignes de rupture de pentes. Enfin, d'un strict point de vue applicatif, les MNT raster gèrent assez mal les chemins d'écoulement (Moore et al, 1991) à cause d'un effet de zig zag qui n'existe pas sur le TIN.

Nous proposons de choisir deux méthodes d'interpolation raster: La méthode IDW (inverse distance weight) qui est une méthode d'interpolation classique, implémentée dans de nombreux SIG du marché. Nous choisissons aussi la méthode Regularized Spline with Tension (RST). Par rapport à la méthode IDW, elle présente un aspect plus réaliste, bien que parfois trop lissé. Les méthodes RST et IDW sont deux méthodes standard, susceptibles d'être utilisées par de nombreux utilisateurs de MNT. Leurs résultats sont représentatifs du type de modélisation que peuvent obtenir des utilisateurs de MNT.

Concernant le choix de la méthode d'interpolation exacte, la principale méthode utilisée est la fameuse triangulation de Delaunay. Le résultat n'est plus une grille régulière, mais un réseau de triangles irréguliers reliant un ensemble de points en nombre fini. Le MNT est calculé à partir de cet ensemble de points. Comme pour les MNT Raster, ces points sont aussi ceux de construction des courbes de niveau. Contrairement au MNT raster, le TIN n'est interpolé qu'à partir des points existants. Il s'agit ici d'une tessellation irrégulière. La triangulation de Delaunay est définie comme l'ensemble dual du diagramme de Voronoï d'un ensemble de noeuds. Chaque triangle de la triangulation de Delaunay satisfait le

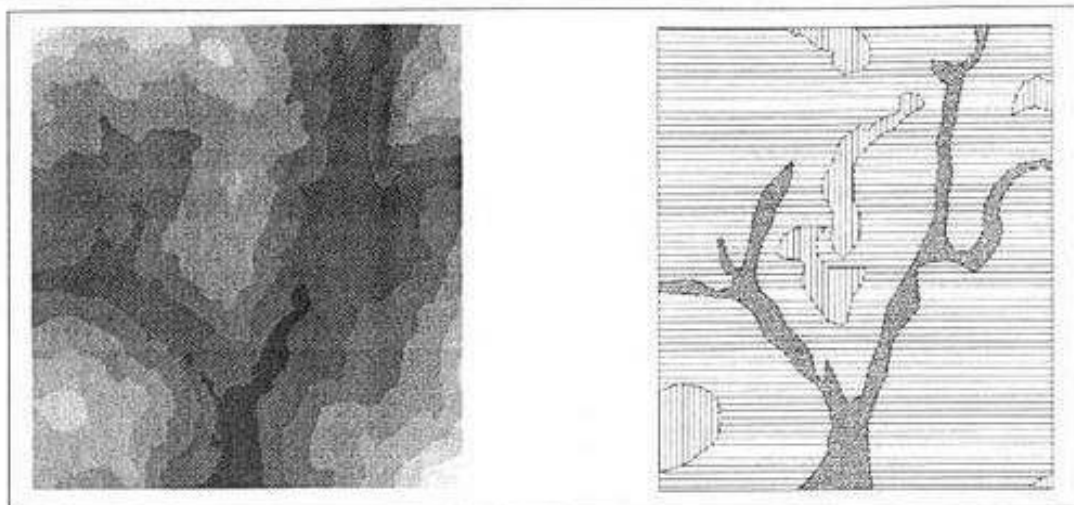


Figure 1: À gauche, le MNT, à droite la carte de caractérisation du relief

critère du cercle vide. Cela signifie que le cercle circonscrit au triangle ne contient aucun noeud de la triangulation autre que les trois sommets définissant ce triangle. Une abondante littérature existe sur la triangulation de Delaunay et ses différentes méthodes algorithmiques. On citera par exemple la thèse de (Rognant, 2000).

Détermination des zones d'erreurs récurrentes

Nous montrons dans cette partie que la répartition spatiale des erreurs les plus importantes est indépendante du choix de l'interpolation. Nous définissons par erreur la différence entre l'altitude de référence et l'altitude mesurée sur le MNT. Dans un premier temps, nous localisons les erreurs qui affectent le plus les différents MNT. Puis nous mettons en évidence la similarité des zones d'erreurs récurrentes par la comparaison des différents MNT. Nous précisons que nos différents MNT ne présentent pas de biais planimétriques.

Matériel et méthode

Description des jeux de données utilisés.

Nous utilisons deux types de données pour nos tests:

Afin de calculer nos différents MNT, nous utilisons comme données de base, des courbes de niveau issues de la base de données topographique à grande échelle (BDTOPO®) de l'Institut Géographique National français. Ces courbes sont issues d'une restitution

stéréoscopique à partir de photographies aériennes. Il s'agit de courbes d'une qualité globale assez bonne. Leur équidistance est de dix mètres. Nous calculons les MNT à partir des points de constructions des courbes de niveaux. Nous obtenons un semis de points x,y,z que nous interpolons sur une grille d'une résolution de cinq mètres.

Notre référence altimétrique est un MNT obtenu par un capteur LIDAR de haute précision. Il a été préalablement nettoyé du sursol (forêts, maisons). C'est un semis de points x,y,z très dense (plusieurs points par mètres carrés), réinterpolé sur une grille d'une résolution de cinq mètres. Même si la méthode lisse indéniablement le MNT, la précision altimétrique est bien préservée. Celle-ci est suffisante pour mettre en valeur les phénomènes que nous allons décrire dans la prochaine partie.

Méthodologie. Nous cherchons à mettre en valeur les types d'erreurs qui caractérisent les deux zones que nous avons définies précédemment. Pour cela, nous calculons dans un premier temps, cellules par cellules, les différences altimétriques entre le MNT LIDAR de référence et les différents MNT à tester. Nous obtenons ainsi trois cartes d'erreurs (LID-TIN, LID-RST et LID-IDW).

Nous cherchons ensuite à caractériser le relief de notre zone d'étude. Pour cela, à l'aide d'un expert en géomorphologie, nous délimitons sur le modèle numérique de terrain référence (le LIDAR) différentes zones représentant différents types de relief. Nous

définissons deux zones caractéristiques homogènes majeures (Fig. 1) et une grande zone de transition, moins homogène:

- Les zones de talwegs. Elles définissent des zones majoritairement basses et concaves. Il s'agit de zones morphologiques qui représentent l'endroit le plus bas d'une vallée. C'est la zone où l'on retrouve les réseaux hydrographiques.

- Les zones sommitales. Elles définissent des zones majoritairement hautes et convexes. Il s'agit de zones hautes, peu érodées. On y retrouve les zones de crête.

- Les zones de versants. Il s'agit des zones intermédiaires. Elles relient les zones sommitales aux zones de talwegs.

A partir des cartes d'erreurs des MNT et à partir de la carte de caractérisation du relief, nous observons dans quel type de terrain se trouvent les erreurs les plus importantes. S'agissant d'une soustraction entre l'altitude du MNT LIDAR de référence et le MNT à tester, les données positives indiquent une erreur de sous-estimation du MNT à tester par rapport à la référence. Les données négatives indiquent une erreur de surestimation du MNT à tester par rapport à la référence. Nous effectuons deux types de tests. Le premier prend en compte toutes les différences et analyse les zones en fonction de toutes les erreurs comprises à l'intérieur. Le second test ne prend en compte que les erreurs importantes (erreurs supérieures ou inférieures à deux mètres). Notons au préalable que ces trois cartes présentent une erreur moyenne globale assez faible. L'écart moyen est calculé à l'aide de:

$$\text{Ecart moyen} = \sum(Z_{\text{lidar}} - Z_{\text{MNT}}) / \text{nombre total de points}$$

Détermination des zones d'erreurs importantes. La comparaison de trois types de modélisation du terrain met en lumière trois points importants:

- La moyenne de toutes les erreurs qui affectent nos différents MNT est globalement similaire. Elle est assez faible et est comprise entre -0,4 (RST) et -0,46 (TIN): les trois MNT sont affectés par une légère sur estima-

tion qui affecte de manière similaire toutes les zones (sauf les zones de crêtes).

- Concernant l'étude des erreurs significatives, nous montrons que sur les trois types de MNT, une forte disparité existe entre les zones de crêtes et les zones de talwegs et le reste du MNT. Cette répartition des erreurs est très similaire sur les trois tests que nous avons effectués. On observe, sur les différentes interpolations de MNT, et en mettant l'accent non pas sur la qualité globale, comme l'a fait (Carrara *et al*, 1998) mais sur l'estimation de zones d'erreur majeures, que les différents MNT sont tous à peu près aussi faux dans les mêmes types d'endroit. Les zones de sous estimation sont les zones sommitales et les zones surestimées sont les zones de talwegs.

- La modélisation qui permet la meilleure représentation des zones sommitales est l'interpolation RST. Comme l'interpolation RST cherche à obtenir un aspect lissant sur l'ensemble de la surface, les sommets et les zones de talwegs se trouvent être un peu corrigés du manque d'information. Par cette interpolation, ils obtiennent une forme générale assez convexe sur les zones sommitales et concaves sur les zones de talwegs, qui pallie, dans une certaine mesure, l'erreur de sous-estimation de ces zones. C'est l'interpolation qui présente le biais le moins important.

Sur les MNT Raster, comme sur le MNT TIN, ces biais s'expliquent d'une part par le manque d'information altimétrique de ces zones interpolées. Il s'agit très souvent de zones comprises à l'intérieur de la dernière courbe de niveau, maximale ou minimale de la zone. Les interpolations sont donc calculées à partir de nombreuses données similaires. Sur les TIN, il s'agit principalement des zones de triangles plats: les zones sommitales et les zones de talwegs sont affectées un artefact décrit dans (Jaakkola *et al* 1998). Cet artefact est responsable de deux types d'erreurs systématiques (Fig. 2):

Une erreur de sous estimation, localisée dans les zones de crêtes. La forme plate de ces zones ne représente généralement pas la réalité. Les zones sommitales sont plutôt car-

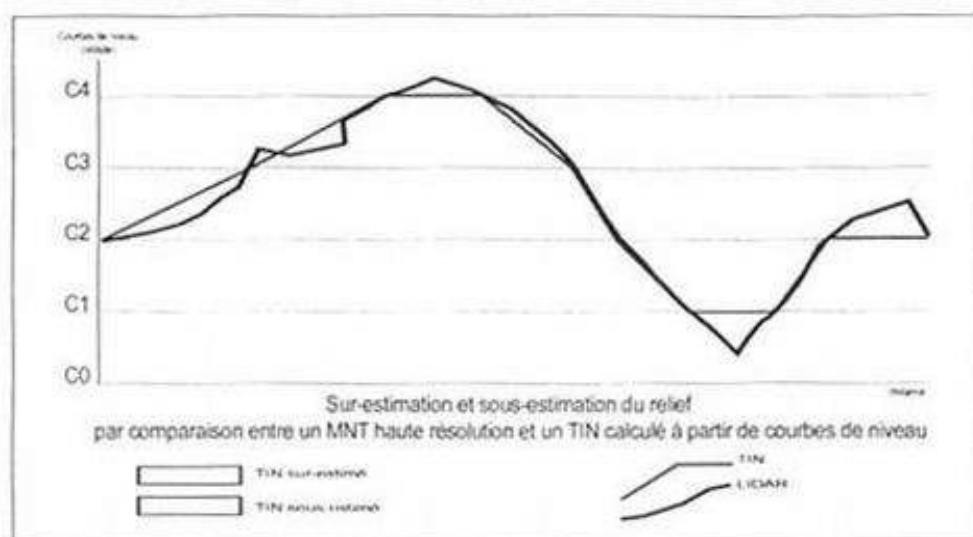


Figure 2. Surestimation et sous-estimation du relief. Comparaison entre la réalité terrain et un MNT triangulé.

Type d'interpolation	Erreur moyenne sur toute la carte	Erreur moyenne sur toute la carte sans les zones sommitales et de talwegs
RASTER RST	-0.880	-0.880
RASTER IDW	-0.4552	-0.0116
TRIANGULATION	-1.078	-0.789

Estimation de l'erreur altimétrique moyenne en mètres, par type d'interpolation.

actérisées par une convexité générale issue de phénomènes géomorphologiques tels que l'érosion. On trouve dans les zones de crêtes des formes plus douces et plus arrondies. Comme l'altitude de la zone calculée sur le MNT est celle de la dernière ligne de niveau, l'altitude de cette zone est forcément inférieure sur le MNT par rapport à la réalité terrain.

Une erreur de sur estimation, localisée dans les zones de talwegs. Il s'agit ici du phénomène inverse. La courbe de niveau basse surestime la zone de talweg en nivelant celle-ci à son altitude. Les talwegs, à grande échelle, sont plus généralement creusés par un cours d'eau (qui existe encore ou non). La forme naturelle d'un talweg ne correspond que très rarement à une zone plate comme peut le calculer de manière systématique un algorithme de triangulation classique, comme Delaunay.

Sur les modèles numériques de terrain interpolés par la méthode RST ou la méthode IDW, la recherche de l'altitude des points voisins est elle aussi fortement affectée par le

manque d'information des zones sommitales et de talwegs.

D'autre part, le manque d'information n'est pas la seule cause de mauvaise estimation de ces zones. En effet, les zones sommitales et les zones de talwegs présentent une hétérogénéité de leurs paramètres morphométriques (direction de pente en particulier) bien supérieure à une zone de versant, qui est généralement plus régulière. C'est pourquoi celles-ci restent toutefois difficiles à représenter de manière précise sur un MNT.

Estimation de l'erreur

Dans cette partie, nous montrons, de manière quantitative, comment les erreurs décrites dans la partie précédente affectent la qualité globale du MNT en termes de précision géométrique, de pente et d'aspect.

Estimation de l'erreur altimétrique. En terme de précision géométrique, on note que la mauvaise estimation des zones sommitales et des zones de talwegs n'influe pas sur la qualité altimétrique globale des MNT cal-

	Zones sommitales	Zones de Talwegs
RST	12.1583	11.9732
TIN	11.2467	8.0871
IDW	11.4086	9.3897
LIDAR référence	14.0775	13.6871

Pentes moyennes en degré, par type d'interpolation et par zones

culés. L'impact est plutôt local. Les calculs d'erreur moyenne ne sont pas significativement différents selon que sont exclues ou non les zones sommitales et de talwegs, même si l'erreur moyenne est légèrement moins importante sur les interpolations IDW et TIN. Dans l'exemple ci-dessous, les calculs ont été effectués pour les erreurs importantes supérieures à deux mètres.

Pour conclure sur les erreurs altimétriques liées aux différentes méthodes d'interpolation, comme le soulignent (Eklundh *et al*, 1995), il semble plus important de bénéficier de bonnes données de départ et d'un algorithme de construction de MNT basique, plutôt que du contraire.

Impact de l'erreur sur les calculs de pentes. Les pentes sont un paramètre du relief important pour de nombreuses simulations. Des exemples sont données dans le domaine du risque et de l'ingénierie par (Manche, 1998) pour les avalanches, et par (Charleux, 2000) pour l'hydrologie. L'impact des erreurs altimétriques se répercute de manière assez importante sur les calculs de pente. Si l'on choisit d'étudier les pentes moyennes des zones sommitales et de talwegs, des biais similaires apparaissent dans nos deux zones morphologiques test (Grecu, Palmentola 2003).

L'observation de ces résultats montre que les pentes sont systématiquement sous-estimées dans les zones sommitales et de talwegs, et ce, quel que soit le type d'interpolation choisi. La meilleure estimation des pentes provient de la méthode RST. C'est aussi la meilleure méthode au niveau de l'estimation altimétrique de ces zones. La mauvaise estimation des altitudes, et donc des

pentés, de ces zones peut être corrigé par l'apport d'une nouvelle information altimétrique. Un exemple de méthode corrective est présenté dans (Rousseaux, 2003).

Conclusion

Nous montrons dans cet article que sur les trois modélisations du relief que nous utilisons, certaines zones sont systématiquement affectées par plusieurs types d'erreurs récurrents. Mais la qualité globale du MNT n'est vraiment affectée qu'en termes de pente et d'aspect. Notre application montre toutefois qu'une meilleure prise en compte des artefacts des zones sommitales et de talweg permet de minimiser l'erreur sur ces deux paramètres, utiles pour des applications. Toutefois, cette prise en compte ne permet qu'une correction partielle de ces zones à cause de la difficulté à interpoler ces formes de manière correcte.

Après la détermination des erreurs par type de relief, l'apport d'une caractérisation automatique du terrain, comme a cherché à le faire (Wood, 1998) se montre très intéressante car elle permettrait de définir une carte d'erreur potentielle de manière automatique. Cette carte d'erreur serait calculée en fonction des zones morphométriques détectées. Les premiers tests de caractérisation du relief avec des facteurs morphométriques tel que les concavité et convexité, ou les pentes (Bonin *et* Rousseaux, 2004) montrent toutefois que la multitude de zones détectées nécessitera sûrement des algorithmes permettant de bien gérer les microreliefs, grands générateurs de bruits sur les MNT.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARNAUD, M., EMERY, X. (2000): *Estimation et interpolation spatiale: méthodes déterministes et méthodes géostatistiques*. Éditeur Paris: Hermes Science Publications.
- AUMAN, G., EBNER, H. (1990): *Generation of high fidelity terrain models from contours*. International archives of photogrammetry and remote sensing. Vol. 29 part 4, pp. 980-985.
- BONIN, O., ROUSSEAUX, F. (2004): *Digital terrain model quality assesment: insights on how to minimize and handle commons artefacts*. Proceedings of ISSDQ Vienna 2004.
- BURROUGH, P., MCDONNELL, R. (1998): *Principles of geographical information systems for land resources assessment*, Oxford, Clarendon Press, 1998. (UofC Call # HD108.15 .B87 1986).
- CARRARA, A., BITELLI, G., CARLA, R. (1997): *Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines*. Int.J.Geographical Information Science 11(5), 451-473.
- CARTER, J. (1992): *The effect of data precision on the calculation of slope and aspect using gridded DEMs*. Cartographica 29 (1), 22-34.
- CHANG, K., and TSAI, B., *The effect of DEM resolution on slope and aspect mapping cartography and Geographic Information Systems* 18 (1), 69-77.
- CHARLEUX-DEMARGNE, J. (2001): *Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'hydrologie*. Thèse de doctorat de l'Université de Marne-la-Vallée.
- EKLUNDH, L., MARTENSSON, U. (1995): *Rapid generation of digital elevation models from topographic maps*. International Journal of Geographical Information Systems, 9, 329-340.
- GRECU, F., PALMENTOLA, G. (2003): *Geomorfologie dinamică*, Editura Tehnică, București.
- HEITZINGER, D., KAGER, H. (1998): *High Quality DTMs from Contourlines by knowledge-based classification of problem regions*. To be published in: Proceedings of the International Symposium on "GIS - Between Visions and Applications", ISPRS comm. 4, Stuttgart, Germany.
- HOTTIER, P. (1990): *Splines cubiques*. Support de cours ENSG-IGN du DEA SIG 90/91. *Spécifications de la BDTOP*. Rapport interne de l'Institut géographique national France.
- JAAKKOLA, O., OKSANEN, J. (2000): *Interpolation techniques which save terrain morphology: Creating DEMs from contour lines*. GIM International, 14: 9, 46-49.
- MANCHE, Y. (2000): *Analyse spatiale et mise en place de système d'information pour l'évaluation de la vulnérabilité des territoires de montagnes face aux risques naturels*, thèse de doctorat l'Université Joseph Fourier de Grenoble.
- MITASOVA, H., MITAS, L. (1993): *Interpolation by regularized spline with tension: I. Theory and implementation*. Mathematical Geology 25, p. 641-655.
- MONIER, P. (1997): *Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie*. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- MOORE, I.D., GRAYSON, R.B.: *Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications*. Hydrological Processes, 5(1): 3-30.
- POIX, C., SEFIHA, E. (1999): *Un outil simple pour la génération de modèles numériques de terrains*. In Cybergeographie N°77, Paris.

ROGNANT, L. (2000): *Triangulation Contrainte de Delaunay: Application à la représentation de MNT et à la fusion de MNT radar*. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier (Grenoble I) soutenue le 21 Septembre.

ROUSSEAU, F. (2003): *Etude de la représentation du relief sur les application*. Revue internationale de géomatique, Numéro 4/2003 édition Lavoisier.

SHEWCHUK, J. (1996): *Triangle: Engineering a 2D Quality Mesh Generator and Delaunay Triangulator*, First Workshop on Applied Computational Geometry (Philadelphia, Pennsylvania), pages 124-133, ACM, May.

WECHSLER, S. (1999): *Results of the DEM User Survey*, <<http://web.syr.edu/~srperlit/survey.html>>

WEIBEL, R., HELLER, M.: *Digital Terrain Modeling*, in "Geographical Information Systems" pp. 269-97, ed. by David J. Maguire et. al., Longman Group, UK.

WISE, S. (2000): *Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours*. *Hydrological Processes*.14,1909-1929.

WOOD, J. (1996): *The Geomorphological Characterization of Digital Elevation Models*, Ph.D. Dissertation, Department of Geography, University of Leicester, Leicester, UK.

ZHU, H. (1999): *Flat feature processes from triangulated irregular networks for hydrological modeling*, In conference actes of Geocomputation, Fredericksburg, VA, USA

¹Institut Géographique National
Laboratoire COGIT, Paris
²Université de Bucarest
Faculté de Géographie
Dep. de Géomorphologie

Imagerie satellitale et suivi du risque naturel en Roumanie: glissement de terrain sur la vallée de Prahova

Abdelkader ABDELLAOUI¹, André OZER²,
Ileana Georgeta PĂTRU, Mihai IELENICZ³

Mots clef: Imagerie satellitale, risques naturels, action anthropique, glissement, Landsat TM, SPOT

Aportul imaginilor satelitare în studiul alunecărilor de teren (Valea Prahovei). Studiul imaginilor satelitare în analiza alunecărilor de teren evidențiază: eterogenitate spațială, delimitarea arealelor, estimarea reactivării alunecărilor de teren. L'ACP (analiza componentelor principale) este tehnica matematică utilizată în interpretarea imaginilor satelitare ce permite limitarea unui sistem complex de corelații. În cazul imaginilor satelitare procesul constă în construirea de canale de decorelare pentru a evidenția la nivel de pixel încărcătura spațială a arealului studiat.

Introduction

La Roumanie est exposée à divers risques naturels parmi lesquels les glissements représentent la forme la plus fréquente. L'apparition d'un glissement de terrain est le résultat de la conjonction de plusieurs facteurs qui peuvent être: permanents (peu ou pas variables dans le temps; dus à la présence de plans de rupture préférentiels par exemple, pente de terrain, etc.) ou semi permanents (évolution dans le temps due à la teneur en eau des matériaux, à l'érosion en bas des pentes, à l'action anthropique). Lorsque l'un des facteurs subit une forte variation dans un laps de temps très court, il peut engendrer une déstabilisation du matériau et provoquer un glissement ou réactiver un glissement préexistant; il peut s'agir, par exemple, d'un épisode pluvieux exceptionnel ou d'une action anthropique.

Ces deux facteurs (pluviométrie et action anthropique) ont effectivement subi une forte variation sur une échelle de temps courte pour la vallée de Prahova; en effet, l'analyse de la quantité moyenne des précipitations entre 1990 et 1996 montre une alternance des années sèches (1990—36,93 mm; 1991—31,1 mm; 1994—49,1 mm) et des années pluvieuses (1992—79,89 mm; 1993—61,54 mm; 1995—62,9 mm) avec un maximum très

marqué en 1997 (pour la seule journée du 3 août 1997—mois sec en général, il est tombé 94.3 mm de pluie, soit 2 à 3 fois la moyenne mensuelle des autres années). D'autre part, au niveau du facteur anthropique, le nombre des constructions à Breaza est passé de 820 bâtiments, en 1905 à 8 486 bâtiments, en 2002, soit une multiplication par un facteur supérieur à 10 sur un intervalle de 97 ans; de plus depuis 1996, les constructions deviennent de plus en plus imposantes, ce qui augmente la pression sur le sol. Les conséquences enregistrées sont significatives pour la région de Breaza: 1 100 fermes affectées, 8 maisons détruites; un chemin détruit par endroits et de nombreux terrains situés sur le versant affectés par les vagues de glissement.

Ce constat nous amène à nous interroger sur la faisabilité d'un système d'aide à l'estimation et au suivi du phénomène de glissement et sur l'apport de l'imagerie satellitale pour la réalisation de cet outil.

L'image satellitale enregistre la réponse de la surface à une excitation électromagnétique extérieure pouvant se situer dans l'une des gammes de longueurs d'onde du visible ou du proche infra rouge, de l'infra rouge thermique ou des hyper fréquences. Le phénomène de

glissement se manifeste par des variations de l'état de surface et serait donc appréhensible à partir de l'imagerie satellitale pour peu que l'échelle de variation corresponde à la résolution spatiale de l'image.

1. L'imagerie satellitale et son usage pour delimitier les zones de glissement

1.1. l'impact du glissement de terrain sur l'état de surface. Le glissement de terrain est un phénomène dynamique se traduisant généralement par une modification de l'état de la surface du sol: déplacement ou accumulation de masse, altération de la couverture végétale, changement d'organisation de l'espace; sa mise en évidence nécessite ainsi des observations multitudes. Les effets du glissement peuvent également se ressentir sur la végétation, le bâti, les routes et voies de communication.

La couverture végétale peut être observée sur l'image satellitale et l'on pourra, théoriquement estimer un taux de couverture; il faudra cependant plusieurs images de la zone d'étude à plusieurs dates pour pouvoir déduire s'il y a effectivement variation du taux de couverture et si cette variation est due à un phénomène de glissement. Les routes sont normalement détectées sur l'image; le suivi du tracé pourra éventuellement nous renseigner sur un effondrement probable, une coupure. Le bâti isolé par contre ne pourra pas être observé sur une image moyenne résolution (Landsat TM ou SPOT 20m).

Ces considérations nous permettent d'orienter nos traitements vers la détection d'objets observables (sol, végétation, routes et zones urbanisées).

1.2. Les premiers traitements. Le premier travail consiste à délimiter la zone d'étude sur l'image satellitale; la difficulté est d'autant plus grande que la zone à délimiter est petite; à titre indicatif notons qu'une scène Landsat TM couvre une superficie de $130 \text{ km} \times 130 \text{ km}$ alors que notre zone d'étude ne s'étend que sur $3 \text{ km} \times 1,5 \text{ km}$.

Une fois la zone délimitée on effectue une extraction de la fenêtre correspondant au site

d'étude; une amélioration de contraste s'avère alors généralement nécessaire. Cette amélioration consiste à étirer ou dilater l'histogramme des occurrences de niveaux de luminances (en réalité, les comptes numériques). Rappelons à cet effet que le signal enregistré par les capteurs est codé sur 8 bits, c'est-à-dire une échelle de valeurs s'étendant de 0 à 255. Cependant, les conditions de prise de vue, notamment lorsque les conditions atmosphériques provoquent une forte atténuation du signal, réduisent parfois considérablement la dynamique de l'image. Seule une partie des 256 valeurs disponibles de tons de gris est utilisée. La visualisation de l'image à l'écran (ou sur imprimante) est alors terne, sans contrastes et difficile à « voir » et à interpréter. La transformation consiste alors à distribuer les barres de fréquences sur l'ensemble de la gamme disponible. Les figures suivantes illustrent ce principe (Fig. 1, 2).

Nous avons par la suite réalisé une composition colorée à partir des canaux bleu, vert et rouge de Landsat (canaux TM1, TM2 et TM3) pour lesquels une amélioration de contraste par étalement de la dynamique a été réalisé au préalable; nous obtenons l'image colorée de la figure (2) sur laquelle nous avons positionné notre zone d'étude.

1.3. La décorrélation de l'information: l'Analyse en Composantes Principales. Une image multispectrale d'une scène est constituée d'enregistrements suivant différents canaux (Fig. 3) spectraux, caractéristiques du satellite d'observation (Landsat, SPOT). Les images d'une même scène enregistrées suivant les différentes bandes spectrales du capteur sont hautement corrélées (redondance de l'information). Compte tenu de l'abondance d'informations à traiter, le but de l'analyse en composantes principales (ACP) est de condenser les données originelles en de nouveaux groupements de façon à ce qu'ils ne présentent pas de corrélation entre eux et soient ordonnés en terme de pourcentage de variance apportée par chaque composante.

L'analyse en composantes principales (ACP) est une technique mathématique per-

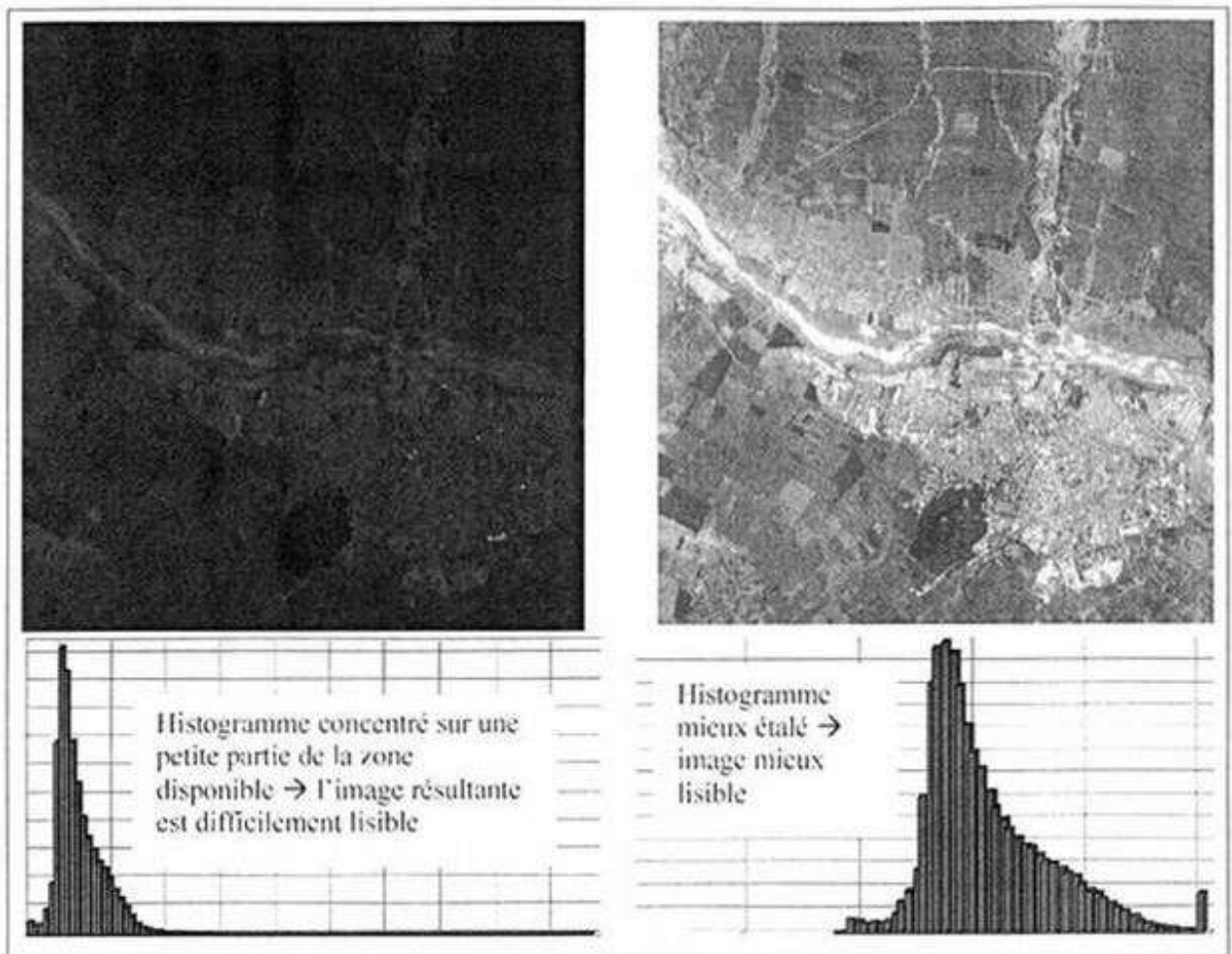


Figure 1. Amélioration de la dynamique par d'histogramme

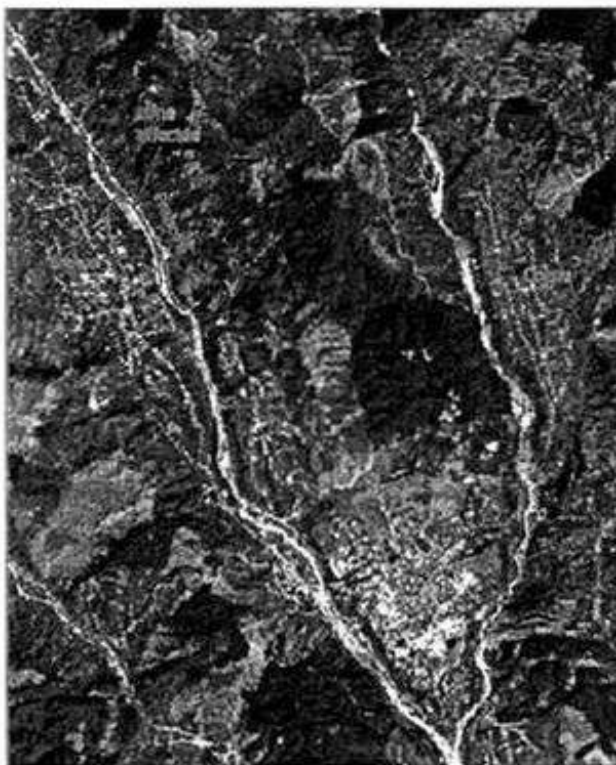


Figure 2. Composition colorée TM1, TM2, TM3

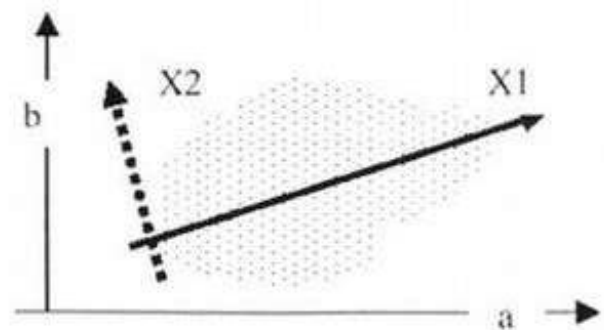


Figure 3. a, b axes initiaux; X1, X2 nouveaux axes

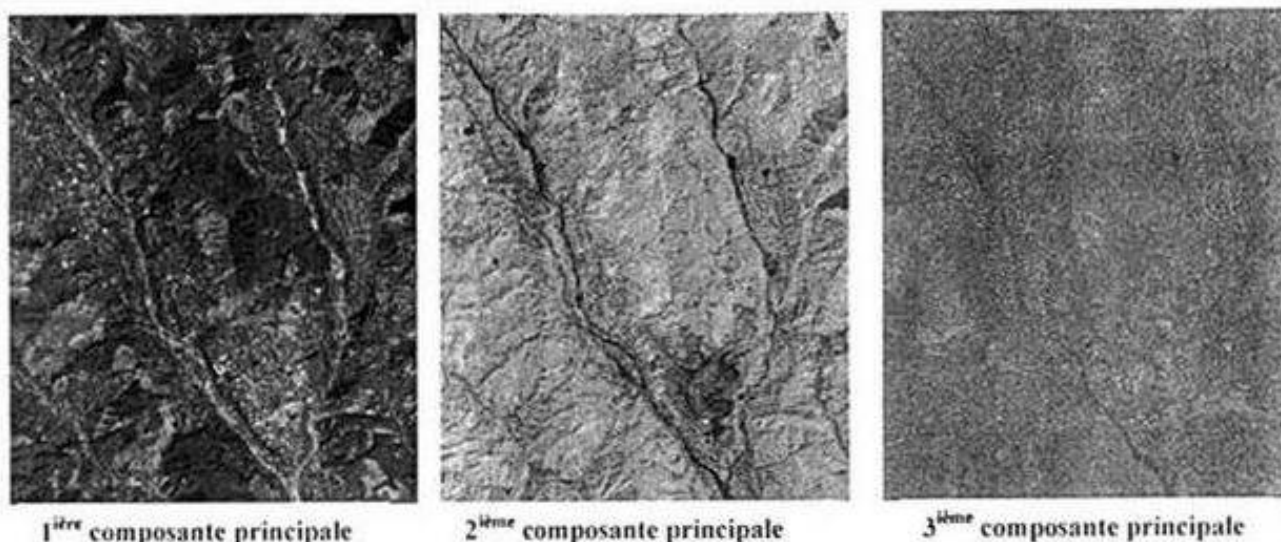


Figure 4. Les trois premières composantes principales

mettant de réduire un système complexe de corrélations en un plus petit nombre de dimensions. Géométriquement, le processus de la mise en facteurs revient à placer des axes dans un nuage de points. Un premier axe, encore appelé première composante principale, sera placé selon l'allongement privilégié du nuage. Par convention, nous représentons la deuxième dimension par une droite perpendiculaire à la première composante principale. Ce deuxième axe, ou deuxième composante principale, se définit comme la droite qui « explique » (le mot n'a pas ici de signification causale) la plus grande partie de l'information restante (aucune autre droite qui « expliquerait » autant ou davantage ne pourrait être tracée perpendiculairement à la première composante principale. Les droites suivantes seraient perpendiculaires aux axes précédents et contiendraient de moins en moins d'information. L'analyse en composantes principales est ainsi une méthode de réduction du nombre de caractères permettant des représentations géométriques des individus et des caractères; dans le cas de l'image satellitaires multibande, le processus consiste à construire de nouveaux canaux décorrélés entre eux et tels que les deux ou trois premiers contiennent jusqu'à 95% de l'information totale. Cette réduction ne sera possible que si les p caractères initiaux ne sont pas indépendants et ont des coefficients de corrélation non nuls.

L'ACP est une méthode factorielle car la réduction du nombre des caractères ne se fait

pas par une simple sélection de certains d'entre eux, mais par la construction de nouveaux caractères synthétiques obtenus en combinant les caractères initiaux au moyen des « facteurs ». C'est une méthode linéaire car il s'agit de combinaisons linéaires.

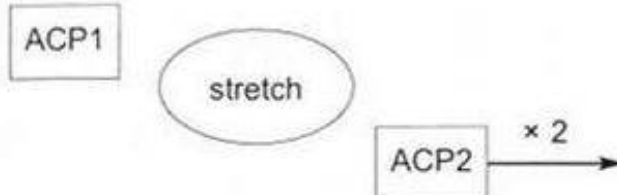
Nous avons appliqué cette méthode à la zone de Breaza et nous obtenons les résultats suivants:

Comme on doit s'y attendre, parmi les six nouveaux canaux de l'analyse en composantes principales, seuls les deux premiers nous apportent de l'information utile: sur la première composante principale est concentrée la quasi totalité de l'information présente sur les six canaux originaux (TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 et TM7); la deuxième composante principale met en évidence le réseau hydrographique; les deux branches de cours d'eau sont très nettement visibles en noir sur l'image; la troisième composante principale commence déjà à ne plus contenir beaucoup d'information; dans ce cas précis elle est quasiment inexploitable; il arrive cependant que la troisième composante apporte une partie complémentaire de l'information (Fig. 4).

Nous avons amélioré la première composante principale par un étalement de dynamique ce qui nous a permis de délimiter de façon plus précise les trois agglomérations présentes sur l'image ainsi que la zone de glissement (Fig. 5).

Une combinaison linéaire des canaux ACP1 et ACP2 permet d'affiner l'appréhension des zones urbanisées; on voit ainsi de façon très nette la morphologie de Campina et Breaza; le tracé des voies est très visible malgré la résolution de l'image (30 m) et l'importance de ces deux agglomérations (donc des voies).

Cette image a été obtenue par l'algorithme suivant:



Pour tenter de mettre en évidence les surfaces bâties, nous avons isolé les pixels de forte réflectance (il s'agit en fait des pixels dont le compte numérique est élevé, ce qui devrait correspondre aux objets les plus réfléchissants: lit majeur, clairière, construction, etc.); nous obtenons l'image suivante (Fig. 6).

Sur cette figure, les voies de communication (routes, chemins) ne sont plus visibles en tant que linéaires; les lits majeurs des deux branches de fleuve sont nettement visibles (sol calcaire et sable très réfléchissant); les zones bâties apparaissent également en blanc sur cette image; certains bâtiments isolés sont également visibles; par contre le reste du paysage est complètement estompé.

Une autre combinaison des deux premières composantes principales permet d'aller encore plus loin dans l'amélioration de la restitution de l'information; nous avons en effet testé l'algorithme d'amélioration d'images (Fig. 7).



Figure 5. Amélioration de contraste sur ACP1

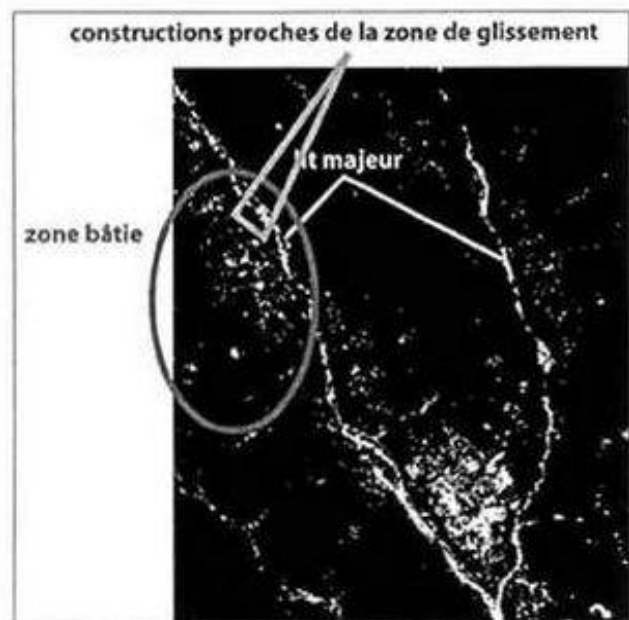


Figure 6. Transformation de la dynamique

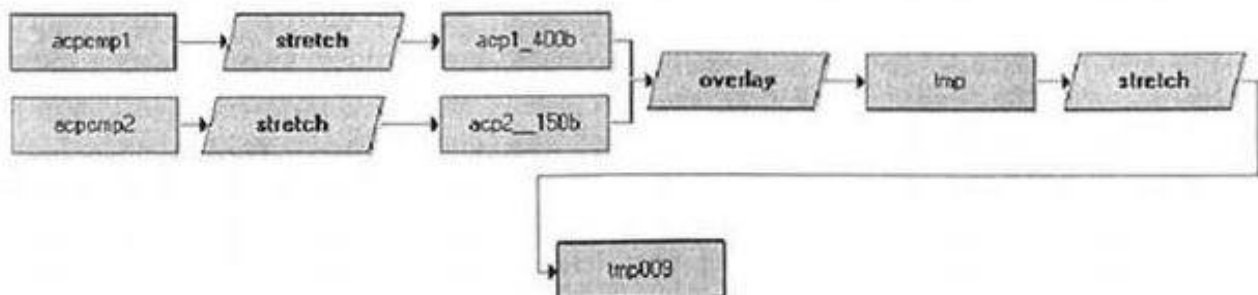


Figure 7. Algorithme d'amélioration d'images

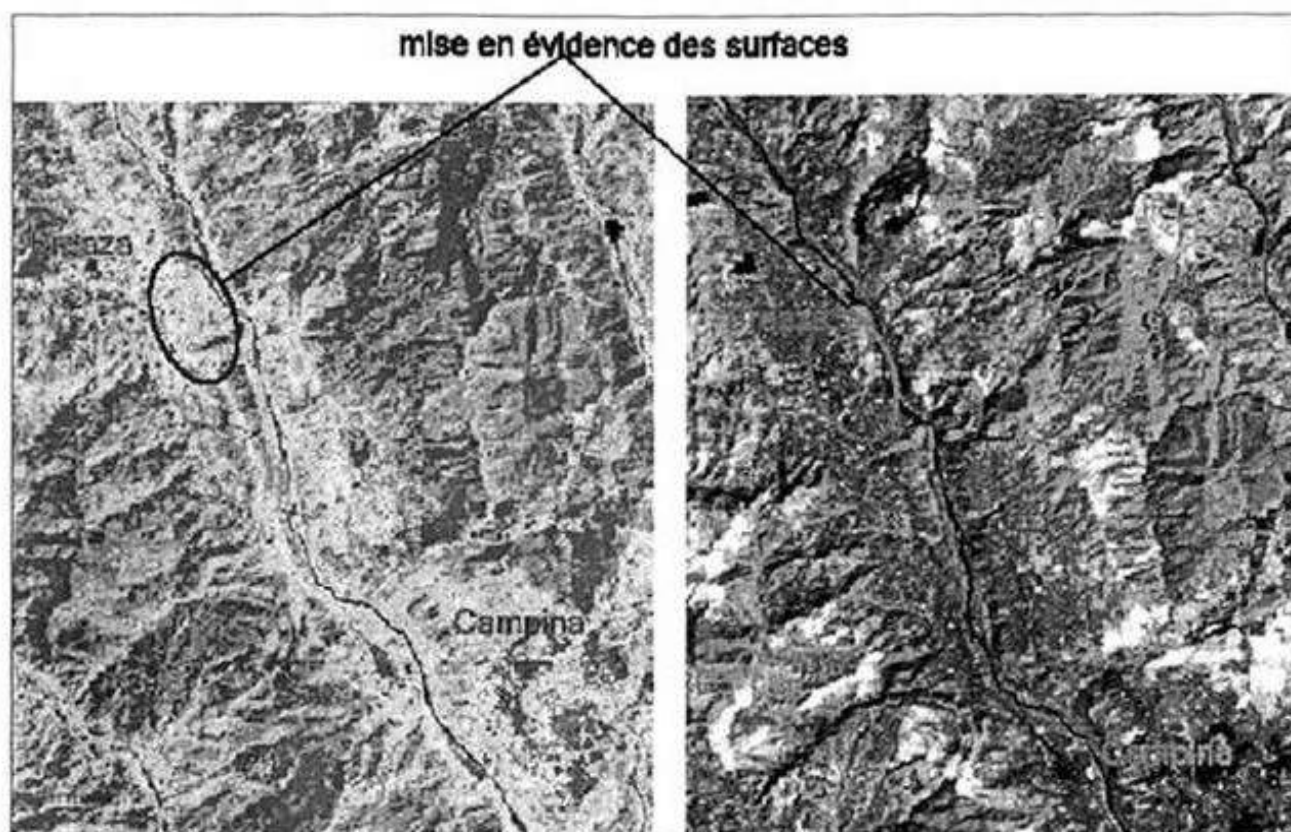


Fig. 8. Le bâti apparaît en rouge sur la visualisation en couleur et en blanc clair sur la visualisation en niveaux de gris.

Cet algorithme nous permet d'obtenir l'image résultat suivante que nous visualisons dans une échelle de niveau de gris et au moyen d'une palette de couleur.

I.4. Géoréférencement et calage. Dans la plupart des projets SIG, on procède tout d'abord à un découpage géographique de l'espace, qui délimite la zone d'étude. La première étape est de géoréférencer cet espace, c'est à dire le délimiter précisément par des coordonnées cartographiques (ou géographiques). C'est cette conformité qui permettra de superposer des plans de diverses natures. Pour assurer cette superposition, les différentes couches d'informations géographiques doivent avoir le même système de projection.

La Terre est un géoïde (en prenant le niveau moyen des mers), c'est à dire une sphère irrégulière, pour la représenter, il faut donc trouver un modèle mathématique qui corresponde le mieux à la surface topographique de la Terre. La surface utilisée est donc un ellipsoïde (dit de révolution), un volume géométrique régulier proche du géoïde. Les Ellipsoïdes de référence sont celui de

Newton au 17e, puis de Clarke dès 1880 et de Hayford depuis 1924. Afin de représenter cet ellipsoïde sur un plan, on utilise différents systèmes de projections:

- conforme de Mercator: conserve les angles mais altère les surfaces (cartes militaires, de navigation)
- équivalente de Lambert: conserve les surfaces mais altère les angles (cartes politiques, démographiques)
- aphyllactique qui altère les angles et les surfaces

Interprétation et conclusion

Les divers traitements des données satellitaires ne suffisent pas, pour un secteur aussi restreint que celui du glissement de terrain de Breaza, pour étudier ce phénomène. Seule l'analyse stéréoscopique classique à partir de photographies aériennes autorise l'étude géomorphologique de tels transports de masse.

Par contre, l'analyse des données satellitaires souligne des facteurs explicatifs de ces glissements comme une grande hétérogénéité du versant de la Prahova à hauteur de Breaza

comme on le voit de façon assez nette sur l'image ASTER de 2003 (Fig. 6). Le graphe 4 montre cette hétérogénéité sur un transect de l'image ASTER 2003, parallèle au lit de la Prahova. Sur l'image ASTER par exemple (Fig. 7, 8) cette hétérogénéité se traduit par une diversité de couleur des pixels due à la juxtaposition de teintes rouges sombre (végétation dense de feuillus), rouge clair (pâturage arboré sur versant) et des zones gris-clair où le minéral domine, témoin de terrains dénudés soit par l'érosion, soit par des surfaces de décrochement, soit encore par des rejets d'inertes par le sommet.

Il faut souligner que les versants « normaux » de la Prahova présentent une couleur rouge sombre homogène témoin de versants boisés en liaison avec la forte pente des versants.

Les images satellitales mettent aussi en évidence d'autres éléments qui peuvent

mieux expliquer le développement de glissement à cet endroit:

- A la base du versant, le tracé concave de la Prahova au droit du glissement de terrain, permet d'expliquer l'érosion latérale du cours d'eau et donc le sapement à la base du versant.

- Au sommet, le plateau présente une densification croissante de l'habitat (mise en évidence lorsqu'on compare de données multi-sources: photographies aériennes, cartes topographiques et diverses images satellitales), ce qui exerce une pression sur le versant.

- Enfin, toujours sur le plateau, l'image satellitale souligne l'organisation du réseau routier et surtout l'existence d'une route perpendiculaire au versant et une pente régulière vers celui-ci, qui ne peut que drainer l'eau du nouveau lotissement vers le versant qui, lors de fortes précipitations ne fait qu'accélérer le déclenchement des transports de masse.

BIBLIOGRAPHIE

DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., ISBEN, M.-L. (eds.) (1996), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, 274 pp.

GRECU, Florina (2002), *Risk – prone Lands in Hilly Regions: Mapping Stages*, in *Applied Geomorphology*, edited by R.J. ALLISON, Ed. John Wiley & Sons, Ltd. Chichester, England, p. 49–64, 6 fig., 6 table.

GRECU, Florina (2002), *Mapping geomorphic hazards in Romania: small, medium and large scale representations of land instability*, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, p. 197–206.

IELENICZ, M., PĂTRU, Ileana, (1997), *A slope model for the Curvature Subcarpathians, Romania*, în revista Z. Geomorph N. F. Berlin-Stuttgart, august, p. 179–184.

IELENICZ, M., PĂTRU, Ileana, BOGDAN, M. (1999), *Some Geomorphologic Types of Landslides in Romania*, Transactions Japanese Geomorphological Union, Volume 20, nr. 3, may, în colaboare p. 287–296.

IELENICZ, M., PĂTRU, I., GHINCEA, M. (2003), *Subcarpații României*, Editura Universitatii, București.

TERHORST, B., KIRSCHHAUSEN, D. (2001), *Legends for mass movements in the MABIS-Project*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band 125, p. 177–192.

TURNER, A.K., SCHUSTER, R.L. (eds.) (1996), *Landslides: investigation and mitigation*, Transportation Research Board, Special Report 247, National Research Council. National Academy Press, Washington D.C., 673 p.

¹Université Paris 12

²Université de Liège

³Université de Bucarest

Landslides in the M. Caproiu St. - Eternității St. perimeter, town of Breaza

I. ARMAȘ¹, R. DAMIAN, I. ȘANDRIC²

Key words: landslides, GIS Analysis, Breaza, risk assessment.

Slope dynamics is an essential element of the Subcarpathian landscape, having a great importance for man-environment interaction. This was pointed out by the exceptional climatic conditions that spanned the autumn 1996-summer 1997 interval (with precipitations topping the multiannual mean by 15-22%), which intensified and reactivated the landslides and mudflows along the Subcarpathian valley sector of the Prahova River. A high risk was visible wherever man's actions in the landscape were present (clearings, buildings etc.). In the town of Breaza, landslides featured a major risk, affecting 1,100 households, eight houses being completely destroyed, a few streets and the pasturelands.

The town of Breaza lies on the right side of the Prahova River, mainly on the surface of terrace II, which is best preserved. The terrace scarp develops on marls and clays with intercalations of sands and gypsum and has a high degree of instability, undergoing mass rotational movements. The slope is used as pasture, but from 1990 they began building houses, some of them without legal approvals.

The study focuses on valley slope vulnerability to landsliding in the Miron Caproiu St. perimeter, in order to better deal with this risk situation. Field surveys, photographic documentation and geomorphic mapping were associated with geotechnical lab analyses and computer-based investigations. The analysis of the spatial particularities of slide flow direction and of stability resulted in the identification of a major landslide model.

In the context of a higher human pressure in the natural environment we have to expect a landsliding speeding up development of valley slopes in this sector. Although the last years would suggest a relative steady-state (due also to long droughty periods), the actions taken here by local officials or physical persons (support walls and gabions placed in the very body of slide, the lack of drain, the earth-fillings of headscars, etc.) pave the way for new paroxysmal situations, like the 1997 ones, to set in any time.

1. Argument. Why the town of Breaza?

The slope of the Breaza terrace can serve as a good example of a vulnerable system within the context of the increasing human pressure on the lands. The vulnerability of a system irrespective of its nature or size can be defined as its capacity to be affected by a hazard. In other words, vulnerability requires potential dysfunctions at internal level, resulting from transformation and adjustment processes, as a reaction to the probable perturbations of the environment. Vulnerability is a function of the system's resistance to change (the measure in which alterations of the environment lead to changes of the system's attributes) and of its capacity to adjust to new states and conditions, when exposed to them.

The slope of the Breaza terrace is inevitably exposed to artificialization through anthropic

exploitation within the context of an urban environment. The use of land as pasture and orchard has been completed after 1990 with the building of new roads and holiday residences, some of them built without complying to geotechnical norms imposed by the local features. Landscape artificialization - presented comparatively for the administrative area of the Breaza town in 1984 and 2000, with the help of indices referring to the weight of built-up areas, roads, population density, human pressure expressed in agricultural use of lands, the naturality index, the index of environmental change - shows a moderately balanced landscape, which develops in some sectors towards disequilibrium (Fig. 1).

If a natural system is exposed to rapid and major changes its vulnerability will depend

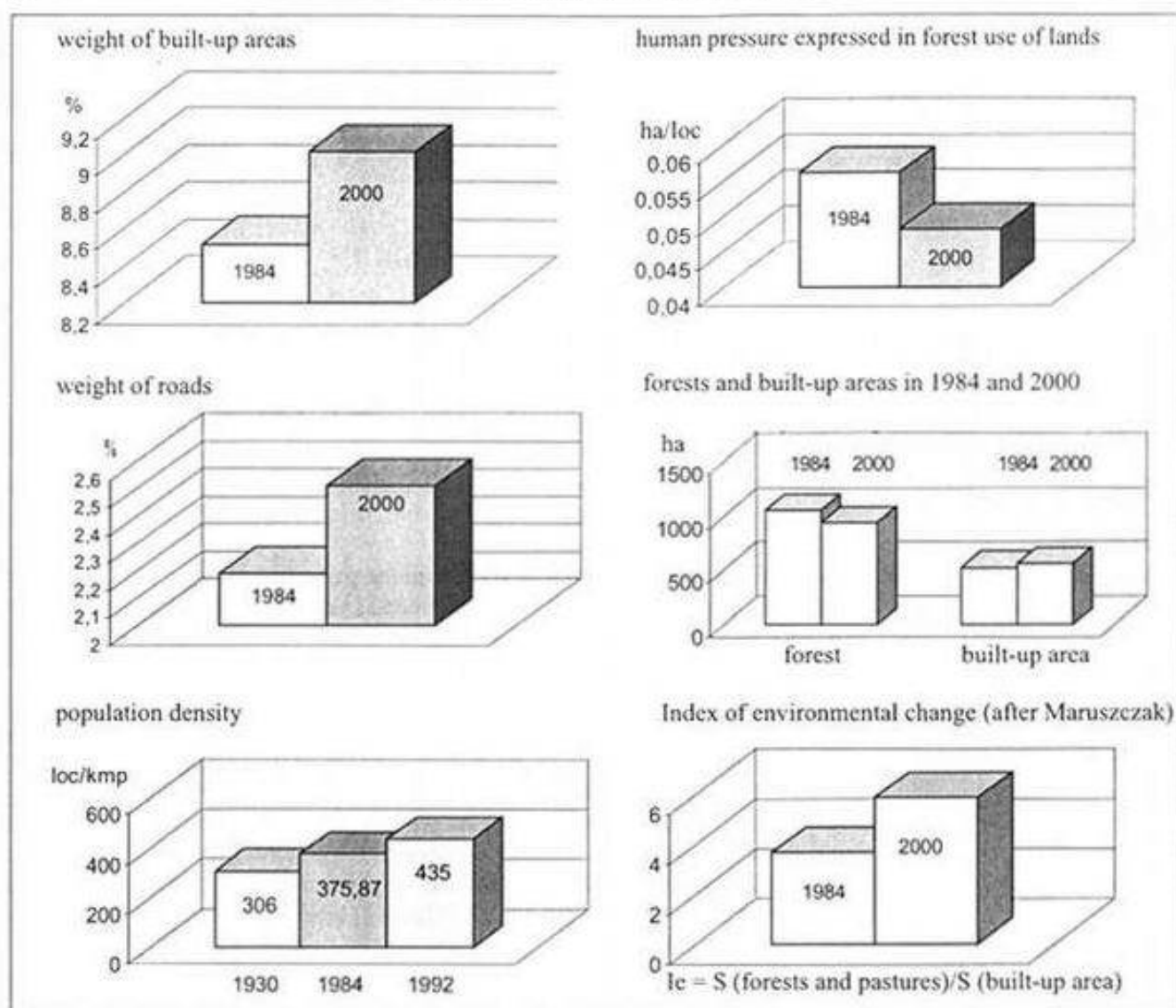


Fig. 1. Indices of landscape artificialization for the administrative area of the Breaza town

Locality	Total area (ha)	Area covered by forest (ha)	I_N	Type of landscape	
				1984	2000
Breaza				Landscape at the limit of ecological balance	Landscape with strongly affected ecological balance

Table 1. The index of landscape naturality*

* according to Ionescu A., Sahleanu V., Bandiu C. (1989), the values of naturality index fall within several intervals: 60 - 100% forest (landscape with ecological balance similar to the initial one); 45 - 60% (relatively stable ecological balance); 35 - 45% (ecological balance slightly affected by human pressure); 20 - 30% (landscape at the limit of ecological balance); 11 - 20% (strongly affected ecological balance); < 11% (extremely affected ecological balance).

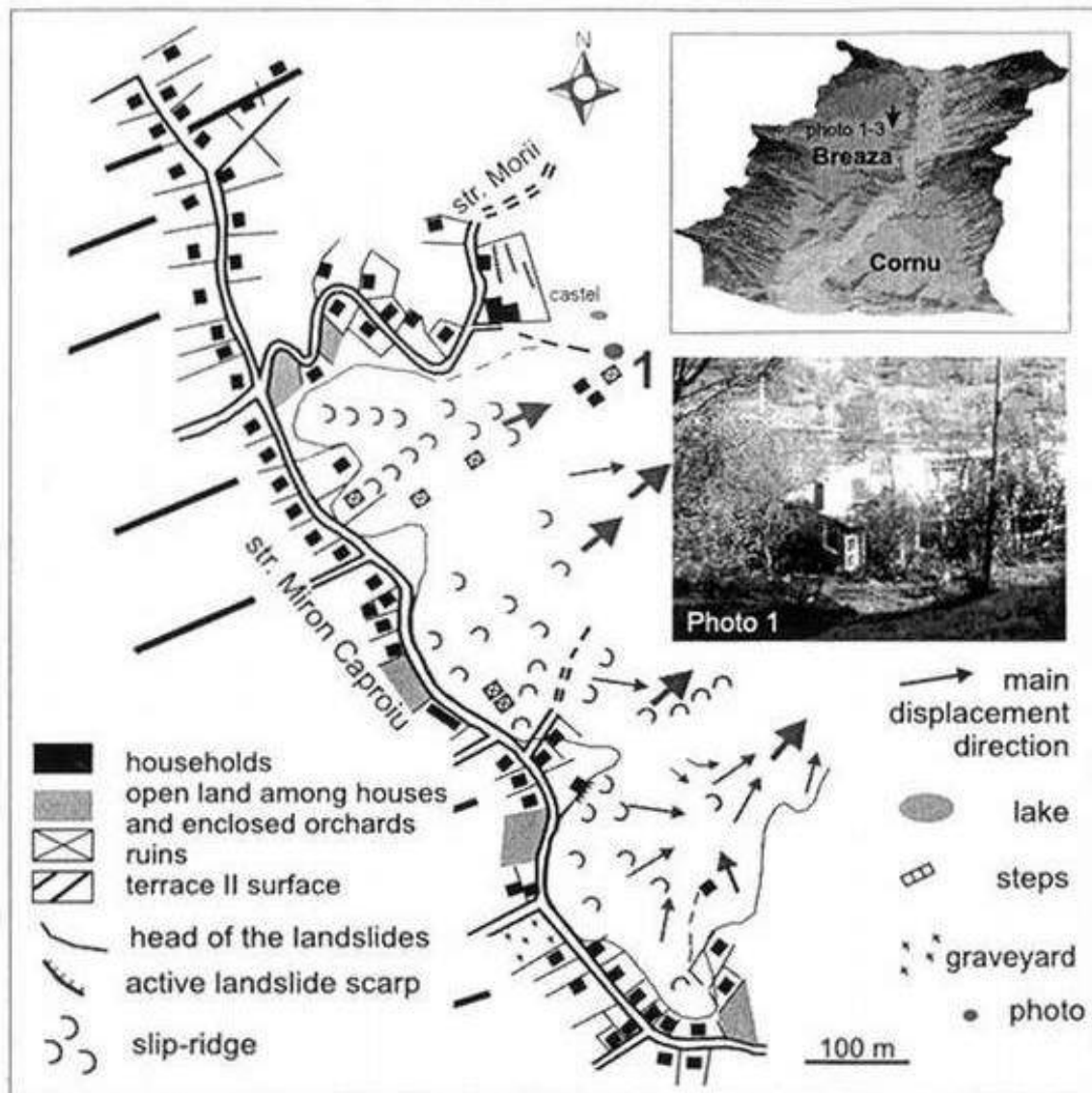


Fig. 2. The impact of extreme climatic conditions of the summer of 1997

exclusively on its capacity to adjust to the new conditions. The system's ability to adjust will depend on its degree of heterogeneousness, a structural quality that may mitigate external effects by an assimilation of change. Such is the case of the inter-war scheme at "the castle" (Morii Street), where the sliding waves have been terraced and the water drained along tracks that developed subsequently under natural conditions. The various uses of land (orchards, buildings, roads) have imposed a long - term stability of the ground with bearable costs. A low environmental diversity will encourage however the detachment of a new territorial subsystem from the initial one, in case of local changes (Ianos, 2000).

In the southern sector of the Breaza terrace the slope's ability to adjust is very low,

because the sliding mass is uniformly used as pastures. Even the conception of present and future schemes shows a tendency of homogenizing the environment conditions by filling up the scarps. Within this context, the system is forced to accumulate tensions that will be suddenly released, as soon as its resistance limit is exceeded.

Such a situation occurred during the exceptional climatic conditions that persisted since the autumn of 1997 (precipitations 15 - 22% higher than the multi-annual average), when landslides affected 1000 households in the Breaza town, 8 houses being completely destroyed, most of them lying on the terrace II (Fig. 2).

Inasmuch slope capacity to release tensions stemming from environment alter-

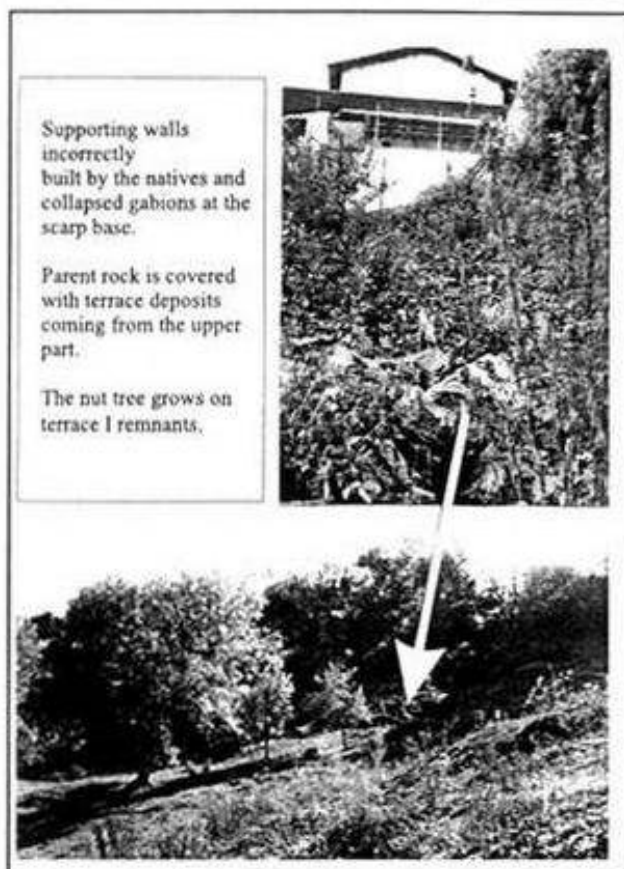


Fig. 3. Punctually taken measures are preparing new risk situations.

ations - reversible (rainy spells) or irreversible (the filling up of the scarp, supporting walls) - is minimum, its vulnerability will depend only on its sensitivity, that is on the measure in which external changes will lead to alterations of the system's attributes.

Within this context, punctual measures taken by local authorities or individuals (wrongly built and placed supporting walls and gabions, including those in the sliding mass, the lack of draining, the filling up of scarps, et. al.) will be leading, under favorable climatic conditions, to new paroxysmic movements (Fig. 3).

2. Methodology

The employed methodology was based on recurrent monitoring of field situations by means of mapping and direct observations, corroborated with processing of satellite images (SPOT panchromatic 1997, Landsat TM 1997) in Erdas Imagine 8.3.1., ArcView 3.2a, with Spatial Analyst and 3D Analyst extensions, and Idrisi 32.

The topographical survey of the landslide was accomplished with a Leica TC 805 Total Station, at a scale of 1:5000. Data was recorded automatically. The surface was not covered with a rectangular grid, but with profiles traced along thalwegs and micro-depressions. On an area of 29,521 sq. meters, with a length of the sliding mass of 369 meters, 6,000 points were determined. The data was processed using the Surfer 8 software. Samples taken from characteristic sectors were analyzed from the geotechnical point of view in the Laboratory of rocks' mechanics within the Faculty of Geology and Geophysics in Bucharest.

Scientific material has been recurrently completed on the basis of the dialogs with the natives and the interviews conducted by local authorities.

3. Discussions

3.1. Morphological background. From a morphological point of view, the Prahova valley is widening as the river leaves the Carpathian defile at Posada (Fig. 4). The Subcarpathian sector, demarcated in the north by the Similea surface (1000 m), functioning as bench valley within the remainder of the Carpathians, is characterized by a relative altitude of 100-150 and 150-200 m, with a drainage density varying between 2.5 km/km² and 8 km/km². The Prahova riverbed has a natural meander coefficient that varies between 1.2 and 1.9 (in 1980). The present valley of the Prahova River is cut down mainly from the level of the terrace III.

The slope rapport (Horton, 1945), determined using the formula $rp = Sc/Sg$ where rp represents the slope rapport, Sc - the thalweg slope, Sg - the versant slope, is less than 0.5 and indicates the tendency of erosion within the analyzed area. There is a direct relationship between riverbed and slope, the changes in the riverbed, and especially the increased erosion caused by some man-induced base levels along the river, being also present on the slopes (Grecu, Comanescu, 1998).



Fig. 4. Geomorphologic map of subcarpathian Prahova Valley

Samples	Humidity natural W (%)	* granulometry (%)						plasticity				Mineral structure density (g/cm ³)	Consisten ce index IC (%) IC=(WL- Wp)/IP
		A	B	C	D	E	class	Lower limit Wp (%)	Upper limit WL (%)	Plasticity index Ip (%) Ip=WL-WP	categ.		
1	-	1	2	22	66	9	Fine dusty sand	-	-	13	Low	2,64	-
2	-	1	2	69	22	6	Dust	25	38	13	Low	2,47	-
4	-	2	1	81	12	4	dust	26	48	22	intermediate	2,53	-
5	-	8	10	70	12	-	Clayish dust	-	-	-	-	2,64	-
6	20	37	42	18	3	-	Fat clay	21	59	38	Very high	2,61	1,026

Table 2. Geo-tectonic analysed samples

The protective dams and the dykes in the Prahova riverbed, built by the "Apele Romane/Romanian Waters Company" for pipes and roads protection, required course rectification and alluvia retention, increasing the natural tendency of river hollowing along this sector.

On the slopes there are still some fragments of the upper terraces or parts of erosion glacis as terracettes, situated on the outside of the top of terraces (Armas, 1999). Only the top of the terrace II presents a properly aspect of terrace, with maximum development within the Breaza sector and Campina basin (here is a confluence and contact terrace).

North of the Cornu fault, within the Breaza syncline, the terrace II develops on the right side of the Prahova River, its left side appearing mostly as benches affected by landslides.

The Miron Caproiu-the Eternitatiei Street landslides complex (the main landslide of which will be named Miron Caproiu I) molded a large basin on the southernmost part of the Breaza terrace slope, just upstream of the

conglomerate bar that causes the Prahova valley to narrow at the confluence of the Saracila Valley (the Brebu conglomerate bar).

3.2. Structural-tectonic and lithologic elements. Breaza-Frasinet syncline structure (continued eastwards by the Slanic syncline), intersected by the Prahova valley almost at right angle between the Belia valley and Breaza railway station, is the main structural element.

The syncline is a normal fold with equally developed flanks; in long profile, it is generally subsiding eastwards. The northern flank of the syncline is transgressively deposited over Upper Cretaceous and Paleocene formations. Within the southern flank, over the Paleocene strate, there are the Brebu conglomerate strata, dating from Burdigalian, with an estimated thickness of 350-550 m. The two slopes of the valley do not present symmetrical landslides. This is also true for the two flanks of the syncline, as a result of a syncline "sole", at approximately 400 m, where there are small vaults and micro

depressions, having a major role in determining the direction of landslide movements.

The "Striped Formation", dating from the Upper Miocene, 800 m thick, deposited over the Brebu conglomerates during the continuous sedimentation process, fills up the syncline. From a lithologic point of view, it is made up of pelite (60-70 per cent) that alternate with gritstones. Within the centimeters thick stratified, scale-like or compact marl and clay strata, as well as brownish compact or centimeters thick marls strata, towards the upper level of the series, there are pelites. Gritstones form 0.10-0.30 m thick banks. Locally, consolidated sands with medium granulation and parallel lamination can be found. Subordinately, there are also decimeters or meters thick, grit-like gypsum banks. Only on the southern flank, at the upper side, there are decimeter marl-like limestone strata and levels of whitish-greenish tufa, 4-5 m thick.

Analyzing the stratigraphic succession in the lateral aperture of the Miron Caproiu I landslide, we observe two levels of 0.25-0.5 m thick gypsum, enclosed by clayish and gypsum-like marls. They lie on reddish-cemented sands with clayish films on stratification. In the main mass of the landslide, there are large area covers with sands, stretching over many meters in depth; two samples have been collected from here. At the bottom of the apertures, there are very sandy marls and compact, gray sands.

From the main landslide scarp, right under the house numbered 66, samples from all opened horizons were collected. Between the gypsum level and the marl-sandy one at the bottom of the landslide scarp under this house a lack of apertures was noticed on approximately 12 m.

The collected samples were geotechnically analyzed in the Laboratory for rocks' mechanics of the Geology and Geo-physics Faculty (by Conf. Ing. Dr. Florica Stroia). The geo-technical analysis of the sands points to a fine, uniform sand, with a *low hydraulic con-*

ductivity (sample 1, table 2); the clayish intercalation, 2-12 m thick, shows a fine sand, containing up to 3 per cent clay, meaning that it is a *less permeable rock* (sample 2).

The compact marl and sandy levels (sample 4) and marl levels (sample 5) are *less permeable rocks, with medium plasticity*.

The samples collected from the marl-clayish level situated just under the terrace deposits, in the scarp under the house numbered 66, point to a very plastic rock; it is fat clay (sample 6). The consistence index corresponds to a "hard" rock.

The characteristic print indicates clay at the "very active" limit. (These clays are sort of "great swollen and contracted lands"). The geo-technical indices lead to some inflatable minerals - illit and montmorillonit - whose volume increases if they should come in contact with water; when humid, the parameters for resistance at shearing decrease a lot and this lithologic level may become that on the top of which the covering layers are sliding. The fact that this type of rock is found immediately below the level of terrace gravel proves the low depth of the slide masses at the upper part of the slope.

3.3. Genetic and morphological aspects of the Miron Caproiu I landslide. From a genetic point of view, the sliding process is triggered by the initial aperture, as a result of collapses, of some small "gulfs" in the terrace edge. The sudden falls cause the movement of small rock masses, which are reorganized at the bottom of the terrace edge. Subsequently, a proper landslide develops. The slide mass may push and even swallow the initially collapsed material, successively reaching the extremity of the flood plain. The sliding takes place on stratum facets, generating slope cuestas in the first stage of evolution. The areas at the border of the Breaza syncline are in this phase of evolution, where the angle of the strata is over 35°, having greater proportions and frequency especially on the northern flank of the syncline. Given these situations, the river washes out and carries away

the material from the toe landslide, thus destabilizing the slope and activating the landslide.

Within the studied perimeter, situated upstream of the Breaza railway station, on the southern side of the syncline, the initial scarps have merged, forming amphitheatre type gulfs. Taking into consideration the joining of more open amphitheatre type scarps (the one under the hospital, that along 66, the Miron Caproiu Street) a landslide complex can be defined, with distinct directions for the material drainage (also a reflection of different generations).

The main landslide, with the mass evacuated along the slope, at right angles with the Prahova River, was named Miron Caproiu I and mapped using 6,000 measurement points, using a total station (Fig. 5).

The landslide is over 100 m wide at the upper part, having a 10 m high active scarp and a medium slope of approximately 300 m. More than 29,000 sqm were affected by the landslide, with an elevation difference of 72.17 m on a length of 369 m, over 1 million cubic meters moved material in volume.

Analyzing the general morphology, there appears to be a certain narrowness in the lower third of the slide mass, downwards the bench equivalent for the terrace I, since the side landslides (the one under the hospital), obliquely drained according to the strata orientation, merge in this sector. (Fig. 5).

The detailed morphology points that the direction followed by the slide mass is influenced by the presence of two gypsum benches, which form platforms that support and guide the landslides.

The collapsed material is reorganized at the bottom of the scarp, pushing or laying on top of the previous material, having the aspect of sliding tongues tens of meter long, which end with frontal slip-ridges, sometimes overlapping each other. Within the upper half of the slope, the slip masses are of rotational type.

At the border between ridges, there are

channels for water drainage, a chaotic hydrography fed by the spring under the terrace gravel from the scarp under the house numbered 66. These ridges favor the appearance of puddles behind them, some of which remain during the droughty period as well (the sector of collecting waters from the morphologic level of terrace I).

The left side (northern) scarp is also active and gains altitude towards the edge of terrace II (from 5 to 15 m). At the bottom of the scarp, there is an obvious furrow for water drainage. A remnant bench of the terrace I survives on the side interfluvies, but it presents scarps and small slides, triggered by sudden falls.

In the slip mass, the level corresponding to the morphologic alignment of terrace I formed a stability surface, which is important for two reasons. First of all, it is a local base of erosion for the slides in the upper part of the slope. Secondly, this morphological surface is a joining sector of two landslide types on the slope profile - the upper slides, triggered by sudden falls as a result of some spring drainage at the bottom of terrace gravel, and the lower ones, influenced by the lateral erosion.

On the lower part of the slope, the slip mass is characterized by a greater fluidity, generating large debris cones on the flood plain.

Since the Prahova River washes away the material of the toe slide, the process is reactivated. To prevent that, researchers at CIFCA-Ploiesti conceived, at the base of Miron Caproiu I landslide, a gabion dam, 300 m long, approximately 2 m high and 2-3.5 m wide. Meanwhile, the lack of any drainage favors water to accumulate behind the dam forming some lakes during rainy periods, thus maintaining and adding to the slope instability. As there is a lack of coarse alluvia in the flood plain, the locals have tore the gabions net in order to supply themselves with stones from these hydro technical equipping, which they use for construction purposes.

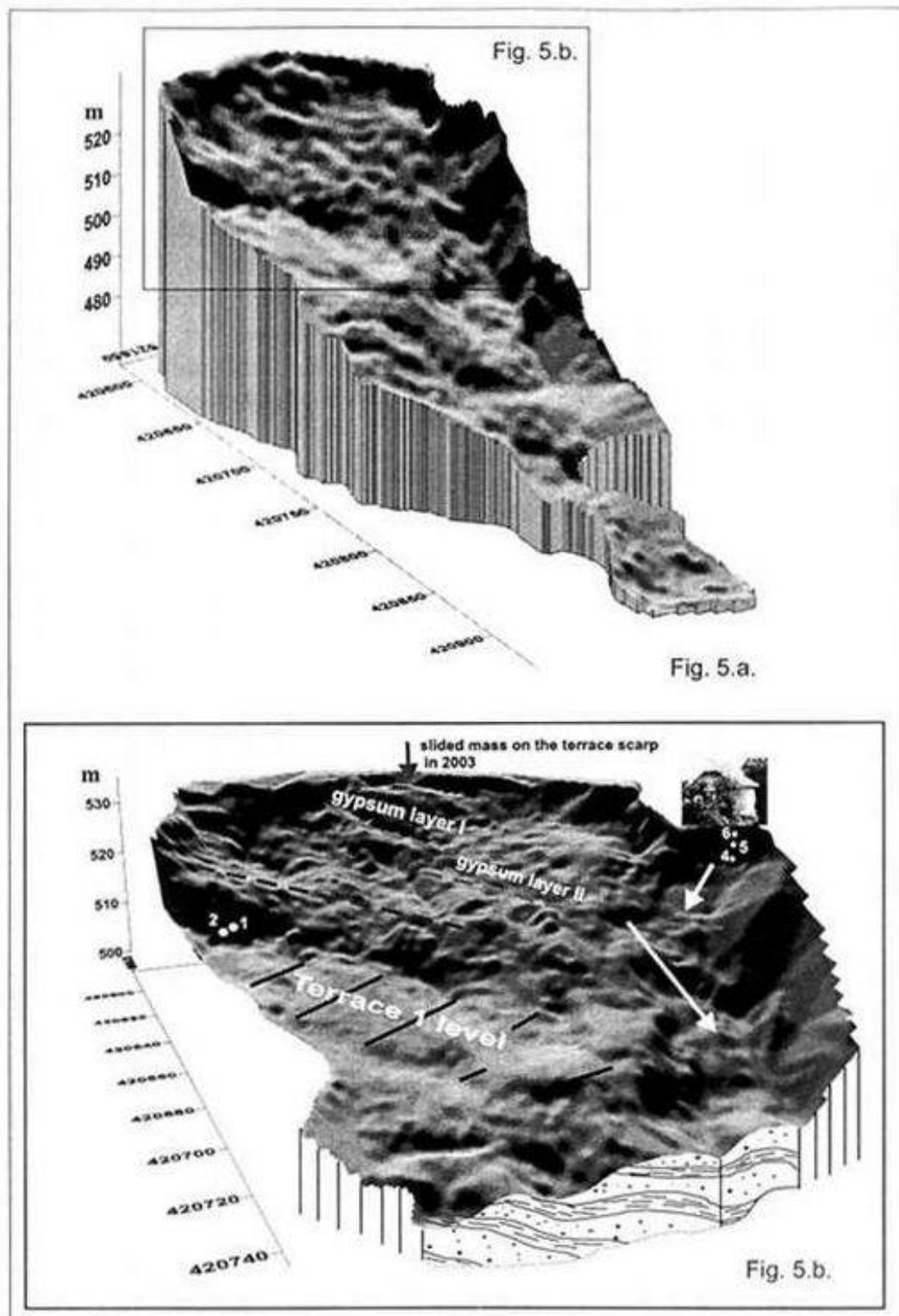


Fig. 5. Miron Caproiu I landslide

4. Perspectives

The present equipping is not enough, and moreover, some is incorrectly placed or built.

As a short-term perspective, the perimeters with instability risk, favoring landslides along the Breaza slope should be identified and evaluated.

The slope stabilization implies interventions using traditional methods, radical and/or protective measures, as well as no trespassing and construction interdictions.

In this respect, measures for the settlement of the activities within the areas with instability potential and masses of slip rocks, with reference to the traverse process, kennel, pits,

foundation digging and unauthorized constructions, which may lead to changes in the natural regime of slope stability and free flow of underground water.

The underground flowing regime, the volume and direction of which should be correctly evaluated, is destabilized by the forced water pumping in the underground strata using an unprotected and uncontrolled system of feeding pipes, the uncontrolled evacuation of waste waters, the usage of inadequate sewage systems, sometimes in bad repair and outsized, or built for other purposes.

Thus, the uncontrolled drainage and inadequate transport on the slope should be banned, as well as other elementary measures, such as restricted circulation and removal of trepidation sources (although the heavy traffic is not allowed on the Miron

Caproiu street, the rule is not respected), elimination of overloading the terrain with buildings or deposits at the terrace extremity, gaining a strict control of the activities within this sector and banishing the depositing and discharge of household waste and materials, debris and industrial scrap on the scarp of terrace or depressions (various excavations, holes, man-built ditches, as well as terrain leveling actions). The responsible geotechnical approval and endorsement for executing septic holes and other constructions that stock and spread water is thoroughly required.

At the same time, the functioning of the water feed pipe from the Paltinu Lake for supplying the town of Breaza with water, characterized by a shortage of water supply, should be monitored in the near future for destabilization of slopes along its tract.

REFERENCES

- ARMAŞ, Iuliana (1999), *Bazinul hidrografic Doftana, studiu de geomorfologie*, Editura Enciclopedică, Bucureşti.
- ARMAŞ, Iuliana, DAMIAN, R., ŞANDRIC, I., OSACI-COSTACHE, Gabriela (2003), *Vulnerabilitatea versanţilor la alunecări de teren în sectorul subcarpatic al văii Prahova*, Editura Fundaţiei „România de Măine”, Bucureşti.
- ARMAŞ, Iuliana, DAMIAN, R. (2003), *Human Response to Landsliding Vulnerability and Risk in the Town of Breaza /Prahova Valley*, AUB-Geogr. IX.
- BĂLTEANU, D. (1986), *The importance of mass movement in the Romanian Subcarpathians*, Zeitschr. für Geomorphologie, Suppl. Bd., 58 Berlin - Stuttgart.
- BĂLTEANU D. (1994), (ed.), *Third International Workshop DOMODIS, ICSU SC/IDNDR Project on Mountain Disasters - Field Guide-Book*, Inst. Geogr.
- GRECU, Florina, COMĂNESCU, Laura (1998), *Dynamics of slide-affected slopes in the Prahova Valley subcarpathian sector*, AUO-Geogr., VIII-A.
- IANOS, I. (1992), *Stabilitate si instabilitate în sistemele geografice*, Terra, XXIV (XLIV), 1-2.
- IANOS, I. (2000), *Sisteme teritoriale. O abordare geografică*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

¹University of Bucharest, Faculty of Geography

²University of Bucharest, Faculty of Geology

Loess-related landforms in central and northern Dobrogea - Romania

Mihai IELENICZ, Laura COMĂNESCU, Alexandru NEDELEA

Key-words: loess, loessoid deposits, Dobrogea, morphodynamics, loess composition, deposit thickness.

Relieful pe loess și depozite loessoide din Dobrogea Centrală și de Nord. În Dobrogea Centrală și de Nord, loessurile și depozitele loessoide au o mare desfășurare acoperind în cea mai mare măsură relieful individualizate preponderent înainte de Pleistocenul Superior. În Dobrogea de Sud și în cea mai mare măsură în Dobrogea Centrală aceste depozite au o dezvoltare aproape continuă de la Dunăre la mare, în schimb în Dobrogea de Nord ele au caracter discontinuu dar cu o concentrare importantă spre Dunăre, în lungul văilor Taița și Telița și în depresiuni. Grosimea depozitelor este diferită: pe văile principale, în lungul Dunării și către litoral variază între 10 și 30 m, pe când pe interfluvii și văile mai mici rar depășește 5 m, aici frecvent suprafețele cu loess alternând cu areale în care rocile paleozoice sau mezozoice apar la zi sub formă de creste, vârfuri sau platouri. Analizele mineralogice efectuate au relevat predominarea mineralelor ușoare (80–90%) în raport cu cele grele (sub 20%). Relieful de sufoziune este alcătuit din forme variate ca dimensiuni și grad de complexitate situații determinate de alcătuirea depozitului dar și de combinarea proceselor ce le generează. Cele mai importante forme de relief rezultate sunt: trepte de desprindere, puțuri și hornuri de sufoziune, hrube și tunele de sufoziune, văi de sufoziune, văi torențiale.

1. Characteristics of loess deposits in central and northern Dobrogea

Loess and loessoid deposits are very extended in this part of the country, covering mainly the landforms individualised before the Upper Pleistocene (outstanding are the levelled surfaces of the peneplane, pediment and depressionary hearth, the bottom of the major valleys). While in the southern and in most of the central parts of Dobrogea, these deposits stretch out almost in a row from the Danube to the Black Sea, in the north of the province they are discontinuous, but slightly more concentrated towards the Danube, alongside the Taița and Telița valleys and in depressions.

Deposit thickness runs between 10 m and 30 m in the main valleys alongside the Danube and towards the littoral zone seldom topping this value in the interfluvies and the smaller valleys, where loess areas are frequently alternating with Paleozoic and Mesozoic rock outcrops in the form of crests, peaks or plateaus. Eolian loess deposits occur on a small area of benches of divide, the pro-

portion between their three components: sands, clay silts and carbonates being fairly close (20–40 %). Widely developed are the loessoid deposits, which result from the accumulation of fine-grained sands, clay silts and carbonates on the Danubian slopes, in the main valleys and in the depressions. They originated from the loess found on interfluvies, the floodplain deposits of the Danube and of the rivers crossing the north and north-eastern parts of the plains, from the coastal plain that used to extend far eastwards on the present Black Sea continental shelf, as well as from the materials yielded by the disaggregation and weathering of the rocks forming the Dobrogean summits and plateaus (the petrographic mosaic comprises Paleozoic and Precambrian eruptive rocks and crystalline schists, and varied Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks).

The materials were transported either by the wind or by sheet and rill wash. On some of the slopes (especially along the Danube and



Fig.1. The mineralogical composition of loess and loessoid deposits of loess and loessoid deposits in Năvodari point

towards the littoral zone), these deposits form a continuous line, on others loessoid deposits alternate with older soil horizons (chernozem or illuvial clay). While the former are supposed to have piled up during the cold periglacial phases (Ana Conea, 1970), the latter would have settled in the course of interglacial or interstage episodes. So, the very thick deposits from the external sides of the plateau and from the slopes of depressions would be the outcome of successive accumulations of fine materials during the cold climatic phases (periglacial) discontinued by temperate ones which favoured soil formation and the accumulation of clay materials (through illuviation) towards the soil base. At a general look, the deposits therefore might seem homogenous, but in reality its make-up and structure are not, hence the different response to the action of external agents.

A special place have the clay horizons which, behaving as discontinuities in the evolution of slopes, impose a distinct dynamics to each horizon.

The regional make up of loessoid horizons shows some differentiations. A common trait is the dominance of silts (40–65%). What accounts for regional distinctions is the share of the other components. Thus, sand grains (0.5–0.05 mm) occur on the slopes facing the Danube and the valleysides underlain by sandstone formations. Clay (20–30%) is found largely in the deposits of regions.

Where magmatic rocks exist and their weathering has facilitated its accumulation. However, in the wake of selective deposits,

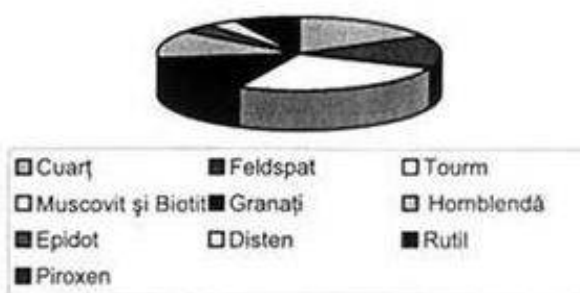


Fig.2. The mineralogical composition of loess and loessoid deposits of loess and loessoid deposits in Cerna points

clay may occur also inside some plateau areas. The share of carbonates grows in the Babadag Plateau and towards the coastal plain. Some coarse grained, weakly rolled elements, produced by the washing of disaggregated materials, are gathered in the loessoid deposits piled up at the foot of the higher summits.

Mineralogical assayings (V. Codarcea and C. Ghenea, 1976) have revealed that light minerals (80–90%) are more numerous than the heavy ones (under 20%). The first group contains mainly quartz (30–40 %, depending on the source of origin), feldspats (around 30%) and muscovite (under 30%). The second group shows greater variation, listing in principal the rocks that build up the summits, where from weathered materials had been washed away high they have a share in northern Dobrogea rich in eruptive and crystalline rocks that produced hornblende, granates) (fig. 1, 2). Variation is found also on the vertical, from one horizon to the other. All these characteristics are mirrored in the development of morphodynamic processes, on these formations, especially processes involving water circulation.

2. Present - day morphodynamics

Present-day processes are governed by some factors, influencing their genesis and evolution. In what follows we shall outline only the major ones:

- *the make-up and succession of loess and fossil soil horizons.* There are two important aspects here: first the ratio between sand grain



Photo 1. Detachment steps in Casimcea Plateau

fractions (> 0.05 mm) and clay fractions; with silts ($0.005-0.05$ mm) being relatively constant (45–60 %).

If fine grained sand is in excess water circulates more easily, on the contrary more clay renders it difficult; second, the variable number of fossil soil intercalations within the deposit corresponds to as many levels with a higher clay ratio. They would split the vertical dynamic of water and differentiate pipping and sinking by levels of compartments.

- *the system of slopes individualised by these formations.* There are the steep slopes on which very active dynamics is going on, and there are milder, slopes where water seeps in, also slightly running on the surface.

- *the land use pattern* moulds on the absence of an arborescent vegetation, semi-horizontal surfaces are cultivated while steep slopes are covered with grass.

- *the climate features* by long droughty periods, contributing to increasing the number of fissures), heavy rainfall or days with few but lasting precipitation (materials along the fissures become noise often reaching down to the clay horizons).

- *the base of deposit is eroded* by high floodwaves, or lake- water waves.

So, in terms of these conditions, present-day modelling is, the outcome of rill-wash, pipping, gullying (torrential events), rock and soil-falls and sheet- wash associated locally with abrasion or landsliding and caving-in. However, although the ensuing landforms might suggest that the generating processes had acted separately, in reality they are inter-



Photo 2. Small depression in loess-Casimcea Plateau

conditioning and associating, giving rise to complexes that extend over vast areas.

Pipping-induced landforms show a variety of sizes and complexities shaped by deposit built-up and the combination of generating processes. These landforms are concentrated on the Danube slopes and the shores of Babadag Lake, in the sectors where the sand or limestone silt fraction is higher. They stimulate fast water circulation on the vertical, widen the empty spaces and the cracks produced in the droughty season. Simple forms have developed on banks under 5 m high, where the deposit is dislodged and reshaped. On slopes of 15–30 m, featuring by several fossil soil levels, the situation looks quite differently.

Detachment steps (photo 1) are simple forms developed in the neighbourhood of the slope edge or of the loessoid bank. In parallel with the edge, dryness- induced cracks would evolve along one or several alignments, a few decimeters long, 1–3 cm wide and under 1 m deep. Their merging is accelerated by rain water seepage and flow on the vertical overlandflow, in this way crack become ever larger, eventually reaching a fossil soil or a clay horizon. As the loess grows damp, stability is shaken and the loess package starts moving. If there are several alignments of cracks, the fall of the loess packages gives rise to a succession of steps, that, in time, sink at the foot of the slope, engendering a glacia of strongly mixed materials (photo 2).

Pipping sinkholes and peaks form either in the vicinity of the edge of slopes or at a small

distance from the slope, where rain water gathers on the semi-horizontal surfaces above the slopes.

The water penetrates the loessoid deposit, washes the carbonates and widens the voids between sand particles, creating empty spaces with tabular aspects (1–3 cm in diameter) on the vertical. Subsequent evolutions depend on the action of the water flowing through these spaces, wrenching and dislodging sand and silt particles. As a result, empty spaces will grow both in diameter and in length. When reaching a low permeability layer (fossil soil), progression on the vertical is halted (especially if the layer is over 0.5 m thick); in exchange there is increase in diameter and formation of lateral discharge in the fossil soil in the direction of the vertical slope surface (where intermittent pipping springs will emerge). Pits are usually 1.5–2.5 m deep and 0.3–1 m in diameter.

They would appear isolated and ever smaller in size towards the inside of semi-interfluvies. A special case make the step pits (north of Turcoaia). They are found on slopes featuring by several fossil clay soil horizons separated either by over 1.5 m - thick loess deposits, or by several steps formed through the detachment of the loess packages. In either case pits unfold along one alignment alone, so that water penetration through the upper horn, will gradually seep to the others, establishing an evolutive link. Pits on piping steps are frequently found on surfaces with collapsed loess packages. When pits are neighbouring the edge of steps, they would intersect, through widening, their steep step surface, which collapses. The margin of the pit is broken, the pit itself becoming visible nearly throughout its length. Further more, pits are subjected to rill-wash, cutting the slope along their direction and creates mixed forms, of piping and gulying.

Pipping caves and tunnels originally piping pits located a few meters away from the slope edge are landforms of big size and peculiar aspect. They would develop in over

2 m-thick loess layers situated above a fossil soil horizon or a clay deposit. As precipitation water erodes the pit walls, they widen their diameter to get 1.5 m, engendering caves (photo 3). But for the sector where water is seeping, which often step-like, walls remain steep. The bottom of the cave is covered with sunken material, yet there is also a hole facilitating communication between the cave and the underground water discharge trajectories, representing galleries a few decimeter to over 1.5 m in diameter, developed in clay and loess horizons. The product of the erosion of loess materials by the water flowing on the impervious bed, these galleries, go from a few meters to several tens of meters long.

Whole generations of caves can often be seen. The recent most ones stand isolated, several meters away from each other. They would evolve towards cave margins, sectors of sunken tunnels and pipping steps. The biggest forms, of greatest complexity, occur on the Danube slopes (Topolog, Turcoaia, Văcăreni - Garvan and Murighiol).

Pipping valleys vary in size and aspect with the stage of evolution as pipping, sinking and gulying combined in a distinctively different manner. Pipping generated a network of underground caves and tunnels along the main directions of underground water drain. Concomitantly, on the surface, a part of precipitation water would build some shallow U-shaped transversal fixed valleys. In a later phase, as tunnels become bigger, the overlying formations lose stability and collapse. This gives rise to complex pipping valleys, in which some sectors escaped collapsing (the valley stands above, while the tunnel deepened below it); others, in which the process was fully completed (the tunnel becoming part of the valley), or finished only in part (often natural bridges would appear). As such, the valley's transversal profile differs significantly from one sector to the other. The simplest pipping valleys show a linear display, and are under 150 m long).



Photo 3. The Babadag Lake- loess-related landforms



Photo 4. Large valley in loess in Casimcea Plateau



Photo 5. Gullies and torrential erosion in Casimcea Plateau



Photo 6. The vertical slope in loess. Gullies in the Carasu valley

Their upper reach consists of one to three small fixed valleys with incipient piping tunnels at the deep, and a lower reach that beeps widening progressively, the whole or part of the tunnel outcropping in the wake of sinkings.

Piping valleys (photo 4) have a long evolution, and occupy most of the slope. They are very big, occasionally over 500 m long and more than 50 m deep, have an upper basin formed of a system of simple piping valleys, extending to the interfluvium by piping pits, steps and alignments of cracks, all of which indicate that the process is ongoing. The median sector is a piping valley deepened displaying steep sometimes vertical and through gullying (san under the action of stream erosion torrential) walls, with active detachment of loess in the form of steps and recent most generations of pits and piping - induced underground caves; on the one hand, there are rich accumulations of loessoid material sunken or carried by torrents from the previous sector.

The end sector of the valley is very large due to the erosion of loessoid slopes by silted water. Its flat floor, filled with sediment, extends into the floodplain of the Danube and the Topolog rivers in the shape of large but flattened fans (the complexes of Saraiu, Garvan, Murighiol and Enisala).

Torrential valleys show distinctive features in terms of slope declivity and thickness of the loessoid deposits. Gentle slopes, covered with a thin loess layer are affected by rill-induced gullies which, merging together, yield typical ravines deepened into the bed rock (photo 5, 6). The areas sheltering a thick loessoid deposit, witness the later development of torrential valleys, after intense piping processes had reached the bed rock resistant to linear erosion. As a result, evolution will shift to the slopes which, through piping and soil falls, on the one hand, and water torrents formed by heavy rainfall in particular, on the other will retreat sideways. The colluvial - deluvial glacia thus formed at

the foot of slopes will extend to the accumulations gathered on the valley floor. This engender two situations, namely the extreme widening of the valley through slope retreat, followed by the accumulation of a thick layer of sediment (up to 5 m in some cases). As the whole of the valley is widening, it comes to look like a corridor extending from source to outlet.

In some such valleys, the rapid deepening of torrents has cut a new channel-bed deepened by 1–3 m in the sediment sheet (in the upper basins of the Topolog and the Casimcea valleys).

3. Regional differantions of modelling processes in loessoid deposits

The regional and local differences in the make-up and thickness of loessoid deposits trigger distinct modelling mechanisms. Two regional and several local situations can be outlined.

The first regional situation refers mainly to slopes on which there are thick loess accumulations, and a sand fraction ratio close to 40%. The surface of these slopes shows pipping and gullying of the greatest complexity (alongside the Danube River). The second regional situation involves the interfluvies with thin loessoid deposits (under 2 m thick), dominated by silts and clays. Pipping processes are weakly represented, rare pipping funnels and dislocations occurring only in places where torrents or brooks have cut deep down (most of the Casimcea Plateau the south of the Tulcea Hills, on the Taita and Telita valleyside slopes).

Local situations point to a enhanced or stationary pipping dynamic largely under the impact of human intervention (excavations, road-building, terracing), lacustrine abrasion, stream erosion meander - induced (concavities by the Danube or the other rivers meanders).

BIBLIOGRAPHY

- ATANASIU, I. (1941), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucrările Seminarului Geografic Dimitrie Cantemir, Iași.
- CODARCEA, Venera, GHENEA, C. (1976), *Consideration mineralogiques sur les loess de la Dobrogea Centrale et Septentrionale*. D.S. Institut. Geologic, **LXII/1**.
- CONEA, Ana, (1970), *Formațiuni cuaternare în Dobrogea*, Editura Academiei, București.
- COSMA, St., VÂLCEANU, P., POPESCU, I. (1983), *The tectonics of the Central and Septentrional part of Dobroudja*, Annual of Geology and Geophysics Institute, **LX**.
- IELENICZ, M., (1993), *Suprafețele de nivelare din regiunile de deal și podiș ale României*, Anal. Univ. București, **XLII**.
- IONESI, L. (1992), *Geologia unităților de platformă și a orogenului nord - dobrogean*, Editura Tehnică, București.
- NAUM, Tr., GRUMĂZESCU, H. (1954), *Problema loessului*, Probleme de Geografie, **I**.
- POPOVĂȚ, M., CONEA, Ana (1964), *Loessurile și solurile fosile în Podișul Dobrogei Sudice*, Studii pedologice, **III**, București.
- POSEA, Gr., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1974), *Relieful României*, Editura Științifică, București.
- POSEA, Gr., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1976), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București

Procesele de ravenare din Podișul Secașelor

Maria SANDU

Cuvinte-cheie: procese de ravenare, formațiuni torențiale, degradarea terenurilor, Podișul Secașelor.

Gullyng processes in the Secașe Plateau. The relatively homogeneous environment of the Secașe Plateau accounts for disparities in the frequency and intensity of gullyng processes. The lithological substrate, little varied (Fig. 1), the heavy rainfalls and the human activity favour the development of these processes. Deep erosion - included gullyng is significantly involved in the degradation of slopes, with negative consequences for their utilisation. A knowledge of the evolution of ensuing forms and the assessment of their development stage call for measures to stop this on going process. The numerical inventory of ravenes, of their size, density, type and position was achieved by field investigations (conducted in 1977 and resumed in 1986 and 1997) in the drainage basins hierarchised according to the Horton-StraWer system (Fig. 2). In order to correctly assess the intensity of gullyng processes generating rills, gullies (2-5 m deep) and ravenes (over 5 m deep), lithological, structural and morphological variables were taken into considerations, and illustrated by three case-studies (Figs. 4, 5, 6).

Introducere

Mediul natural relativ omogen al podișului Secașelor imprimă diferențieri în frecvența și intensitate a proceselor de ravenare. Substratul litologic puțin variat, relieful cu accentuată energie și fragmentare, precipitațiile cu caracter torențial din sezonul cald și activitățile antropice favorizează dezvoltarea proceselor de ravenare. Formațiunile torențiale¹ rezultate prin eroziunea în adâncime, asociate frecvent cu alunecările de teren, au rol important în degradarea versanților, cu consecințe negative asupra utilizării terenurilor. Cunoașterea particularităților geometrice ale formelor, precizarea stadiului lor de evoluție și degradarea terenurilor impun lucrări de restaurare și reconstrucție ecologică. Ca urmare, într-o primă etapă ne-am propus studierea concordanței între factorii care influențează dezvoltarea formelor rezultate prin acțiunea intermitentă a scurgerii concentrate pe versanți. În acest context, inventarierea ogașelor și ravenelor ca număr, dimensiuni, frecvență, tipuri, poziție a fost posibilă pe baza cercetărilor de teren efectuate în 1977, reluate în 1986 și

1997 în bazinele hidrografice ierarhizate în sistemul Horton-StraWer, concretizate în studiile de caz.

1. Factorii care influențează procesele de ravenare

Studiul proceselor de ravenare și al formațiunilor torențiale s-a axat pe corelații între variabilele intrinsece (substratul litologic, structură, particularități climatice, stadiul actual de evoluție a reliefului) și variabile extrinsece (despărțiri, desteleniri, suprapășunat etc.).

Substratul litologic alcătuit din roci predominant friabile favorizează procesele de ravenare, podișul fiind sculptat în cea mai mare parte în roci atribuite Pannonianului, dispus într-un monoclin cu înclinare generală SV-NE (Fig. 1). Pannonianul este constituit dintr-un complex bazal reprezentat prin marne cenușii albastrii, argile șistuoase și printr-un complexul detritic, în partea superioară, format din nisipuri cuarțoase, nisipuri, mica-cee, pietrișuri în alternanță cu marne și argile. În partea de NE a podișului apare Sarmațianul

¹ Termen folosit pentru a desemna totalitatea formelor: rigole adâncite până la 0,80 m; șanțuri de eroziune (1-2 m); ogașe (între 2-5 m) și ravene (peste 5 m adâncime); torenți, generate de eroziunea în adâncime.

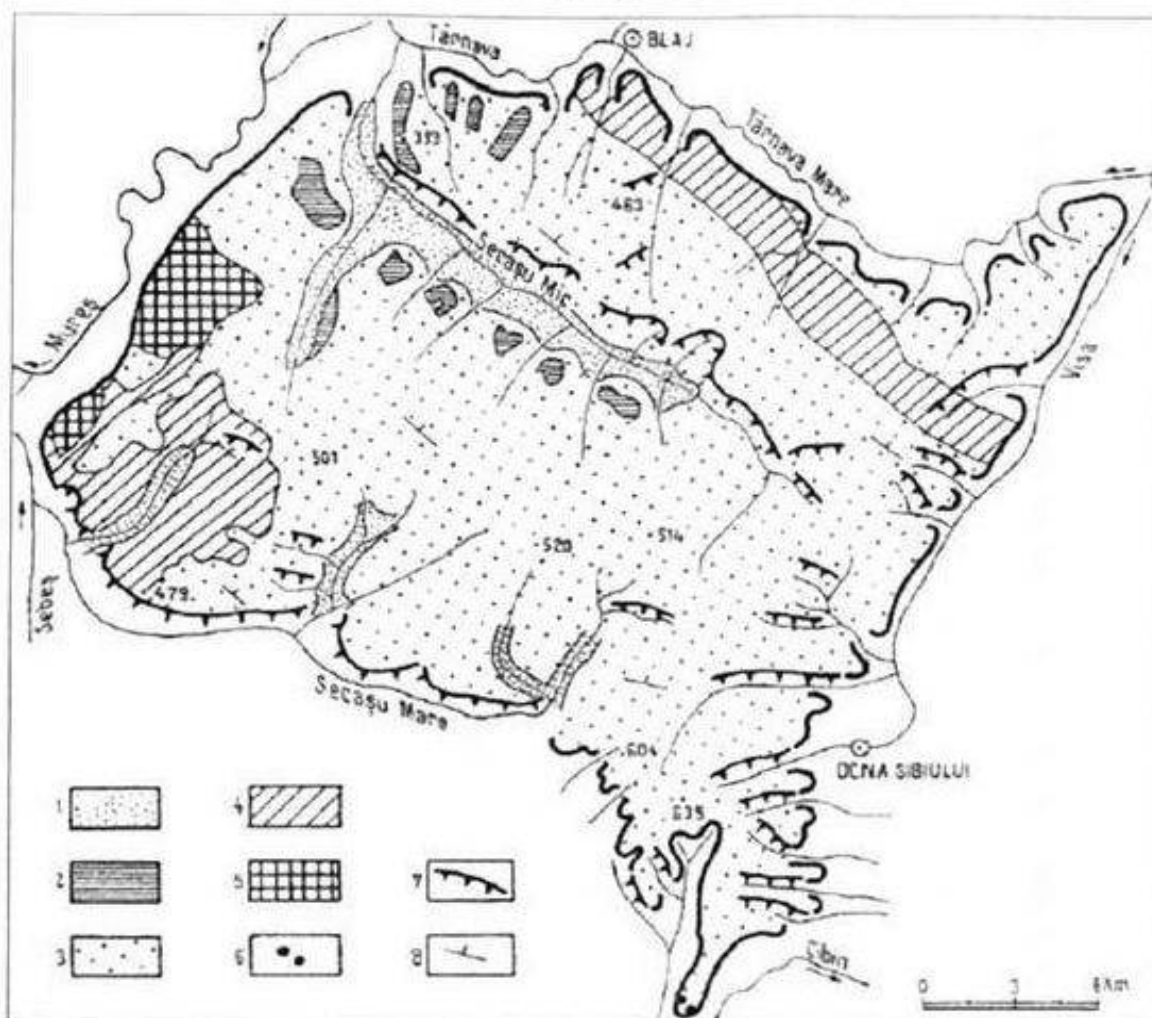


Fig. 1. Podișul Secașelor. Harta morfostructurală și morfilitologică. 1. Holocen (aluvii actuale ale luncilor); 2. Pleistocen Superior (terase: pietrișuri, nisipuri, sol); 3. Pannonian (nisipuri, argile, marne, gresii); 4. Sarmatian (gresii, nisipuri, marne, tufuri); 5. Oligocen (argile, marne, gresii, șisturi disodilice); 6. cristalin; 7. cueste; 8. direcția și înclinarea stratelor.

pe aliniamentul Cenade-Soroștin și în SV, în bazinul hidrografic Daia.

Este format din marne vinete-cenușii cu intercalații de nisipuri și gresii slab cimentate și din tufuri dacitice cenușiu-alburii, a căror grosime variază de la câțiva centimetri la câțiva metri. De asemenea, în extremitatea vestică a podișului apare și Oligocenul, alcătuit din argile, marne, gresii și șisturi disodilice (Vancea, 1960).

Din punct de vedere *climatic*, regiunea studiată aparține tipului temperat-continental, cantitatea medie multianuală de precipitații fiind de 550–600 mm. Precipitațiile cu caracter torențial din sezonul cald mai–august îndeplinesc rol morfogenetic însemnat în dinamica ravenelor. Anii excesiv de ploioși 1970, 1971, 1975, 1984, 1990, 1991, 1998, 2000 au intensificat eroziunea și reactivat alunecările de teren de la Cut, Boz, Hașag, Alămor, Mândra, Soroștin, Cenade etc.

Activitățile antropice prin despăduriri, desțeleniri, pășunat irațional și extinderea terenurilor arabile pe versanții înclinați (15–20°) au accentuat apariția și dezvoltarea proceselor de ravenare. În prezent, 64% din suprafața podișului are destinație arabilă; pășunile și fânețele dețin 19,2%, urmate de vii și livezi 2% și vetre de așezări 2,5%. Pădurile extinse odinioară, în prezent ocupă numai 12,3%, fiind întâlnite sub formă de petice pe cumpăna dintre cele două Secașe, în sudul Podișului Amnașului (partea de SE și E a Podișului Secașelor) și la baza versanților.

Alt factor care trebuie luat în considerare este **stadiul actual de evoluție a reliefului** de care depinde energia reliefului, forma, declivitatea și lungimea versantului. Relieful evoluat al podișului se impune în peisajul geomorfologic prin *suprafețele de nivelare Amnaș*, cu altitudine absolută ± 600 m și *Secaș*

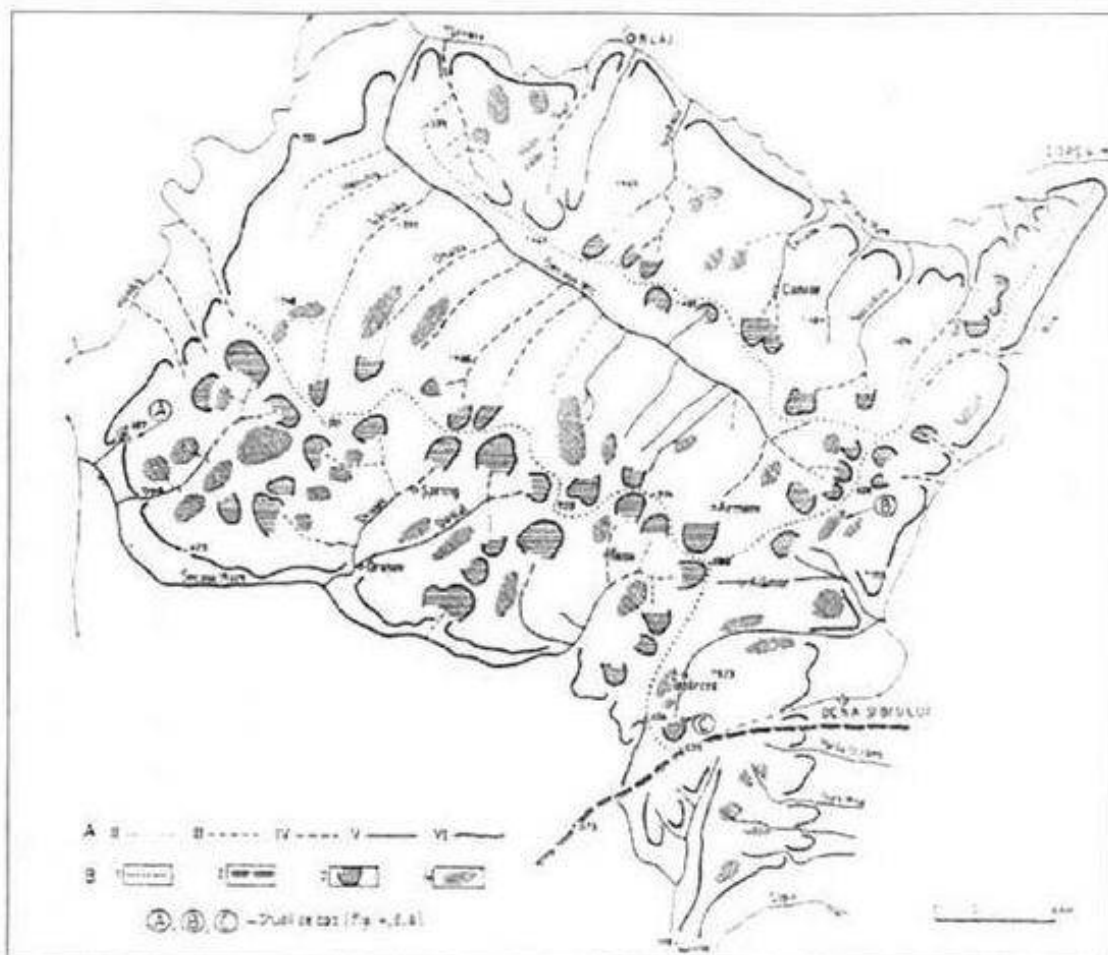


Fig. 2. Harta ierarhizării rețelei de drenaj din Podișul Secașelor. A, cursuri ierarhizate de la ordinul II la VI; B: 1, cumpene de ape de ordinul VI; 2, cumpăna apelor dintre Mureș și Olt; 3, ravene de

șelor, de 500–550 m, scăzând pe alocuri la 480 m (Posea, 1969, Sandu, 1999) și *cuestele* de pe dreapta celor două Secașe precum și cele de pe partea stângă a râurilor subsecven-te Hedel, Hașag, Alămor etc. *Energia reliefului* variază între 50 și 150 m, *densitatea fragmentării* între 1,3 și 4,1 km/km². *Versanții cu declivități de 15–30°* sunt predominanți (50%). La obârșia bazinelor secundare afe-rente celor două Secașe și pe abrupturile morfostructurale sunt valori de peste 55° (20%). Valori mici de 5–10° (20%) apar pe suprafața glacisurilor coluvio-proluviale de la baza ver-sanților și scad sub 5° (10%) în lunci sau pe culmile nivelate ale podișului.

2. Repartiția ravenelor

Eroziunea de suprafață și în adâncime sunt procese frecvent întâlnite în Podișul Secașelor. Acestea sunt asociate cu alunecările de teren, având rol important în modelarea versanților din partea de NE și de E a podișului, respectiv în jurul localităților Cenade, Soroștin, Hedel, Hașag, Alămor sau pe latura sudică, în partea mediană a versanților din bazinele afe-rente Secașului Mare: Drașov, Boz, Cut, Ludoș etc. Cercetările efectuate în 1977, reluate în 1986 și 1997, au fost concentrate asupra formațiunilor torențiale în bazine hidrografice ierarhizate în sistemul Horton-Strahler² (Fig.2).

În funcție de poziția pe care o ocupă ravenele în cadrul bazinelor hidrografice sunt identificate două categorii: *de obârșie și de versant*.

² Potrivit clasificării Horton-Strahler, folosindu-se hărțile topografice la scara 1 : 25 000 și cartările de teren, celor mai mici forme care orientează scurgerea pe versant li s-a atribuit ordinul I. Frecvența talvegurilor elementare pentru Podișul Secașelor este de 2,45. Valoarea obținută prin calcul pe baza raportului de confluență (*Re*), pentru cursurile de cel mai mare ordin, este de 1,08 și relevă gradul de ramificare a rețelei hidrografice, asigurând suficiente segmente de râu de ordine inferioară pentru realizarea ordinului VI pentru bazinele Secașului Mare și Secașului Mic.

Indiferent de poziția pe care o au ravenele în cadrul bazinului hidrografic, am remarcat că viteza de retragere a obârșiiilor ravenelor depinde direct de distanța de la vârful ravenei până în cumpăna bazinului hidrografic și de cantitatea de precipitații de peste 12 mm căzută în 24 de ore. (Seginer, 1966; Bălțeanu, Taloescu, 1978; Poesen, Govers, 1990; Maria Rădoane și colab. 1988; 1999 etc).

3. Studii de caz

Studiile de caz analizate se referă la procesele de ravenare și încearcă să releve totodată particularitățile geometrice ale formațiunilor torențiale, funcție de variabilele de ordin morfologic, litologic și structural.

A. Râpa Roșie este situată pe versantul drept al Secașului Mare, o cuestă cu energie de relief de 150 m și declivități de 50–70°, pe alocuri 90°. Substratul litologic este constituit din depozite detritice, o alternanță de argile roșii, gresii cenușii, gresii albe friabile, marne roșii-cărămizii, marne calcaroase albe. Conlucrarea în timp și spațiu a eroziunii diferențiale, a proceselor de sufoziune și tasare și a prăbușirilor a creat un microrelief aparte de tip *badlands*. Complexitatea reliefului este dată atât de prezența ravenelor și ogașelor aflate în stadii de evoluție diferite, cât și de turnuri, coloane, vârfuri conice, brâne și creste de intersecție (Fig. 3). De asemenea, în perimetrul râpei apar în succesiune lineară (în sensul pantei) pâlnii de sufoziune cu diametrul de 0,50–2,50 și adâncite până la 3 m. Geneza pâlniilor de sufoziune este diferită. Mecanismul formării acestora a fost expus încă din 1962 de V. Trușăș, care arăta că: “unele s-au format prin tasare, pe măsura dezvoltării procesului de sufoziune chimică și mecanică, iar altele prin prăbușire, după ce sufoziunea a creat un gol subteran” (p. 38).

Indiferent de geneza pâlniilor de sufoziune, evoluția ulterioară se realizează prin lărgirea

provocată de procesele de surpare a malurilor și scurgerea concentrată care asigură transportul materialului. În natură, însă, este dificil de apreciat cât aparține procesului de sufoziune și cât celui de tasare, motiv pentru care aceste forme sunt considerate, ca rezultat al combinării proceselor de tasare și sufoziune; de altfel, alternanțele sectoarelor înguste cu cele largi, din cadrul ravenelor, relevă că cele mai largi s-au format prin joncțiunea pâlniilor de sufoziune (Fig. 4.), odată cu dispariția prin prăbușire sau eroziune a podurilor suspendate.

Complexitatea formațiunilor torențiale de la Râpa Roșie³, poate fi urmărită de-a lungul cusei pe o distanță de 800 m, continuându-se pe circa 500 m cu cele de la Râpa Lancrămului.

B. Bazinul Mesteaca are o suprafață de 9,5 km², perimetrul de 13,7 km, indicele de formă 0,72 și ordinul de mărime III. Este un bazin asimetric; versantul stâng al pâraului Mestecii este o cuestă cu expoziție sudică, având energia de relief de 50–100 m și înclinări de 45–75°. Versantul drept, cunoscut sub numele Dealul Rupturilor, este suprafața structurală cu expoziție nordică, având energia reliefului de 50–70 m și declivități de 15–35°. Bazinul este sculptat în formațiuni panoniene friabile, o alternanță de marne nisipoase cu intercalații de argile și nisipuri micacee favorabile modelării prin procese de eroziune. Ravenele și ogașele dezvoltate pe suprafața structurală sunt dispuse în rețele paralele iar în profil longitudinal sunt continue (Fig. 5). Stimularea eroziunii este datorată pășunatului intensiv iar substratul litologic le-a imprimat particularități distincte. Astfel, ravenele au lungimi cuprinse între 600 și 800 m, și sunt adâncite între 5 și 8 m. Procesele geomorfologice sunt diferențiate. Malul stâng al ravenelor este afectat de intense procese de șiroire, formând un relief de tip *bandlands*; cel drept se caracterizează prin năruiri și alunecări sub formă de lob sau, “cuiburi”. Toate

³ Diversitatea formelor de mare importanță științifică și de o rară frumusețe peisagistică a constituit obiectivul includerii în categoria rezervațiilor naturale potrivit Decretului 237/1950, apoi denumită rezervație geologică și geomorfologică, prin Decizia 17/1969. Deși, în anul 1981, Institutul de Geografie al Academiei Române a propus-o ca rezervație complexă, dispunând și de o floră deosebit de interesantă prin exemplarele endemice, stepice și medicinale (Răulea, 1980), potrivit Legii 5/12 aprilie 2000, Râpa Roșie este desemnată în continuare ca rezervație geologică și geomorfologică.

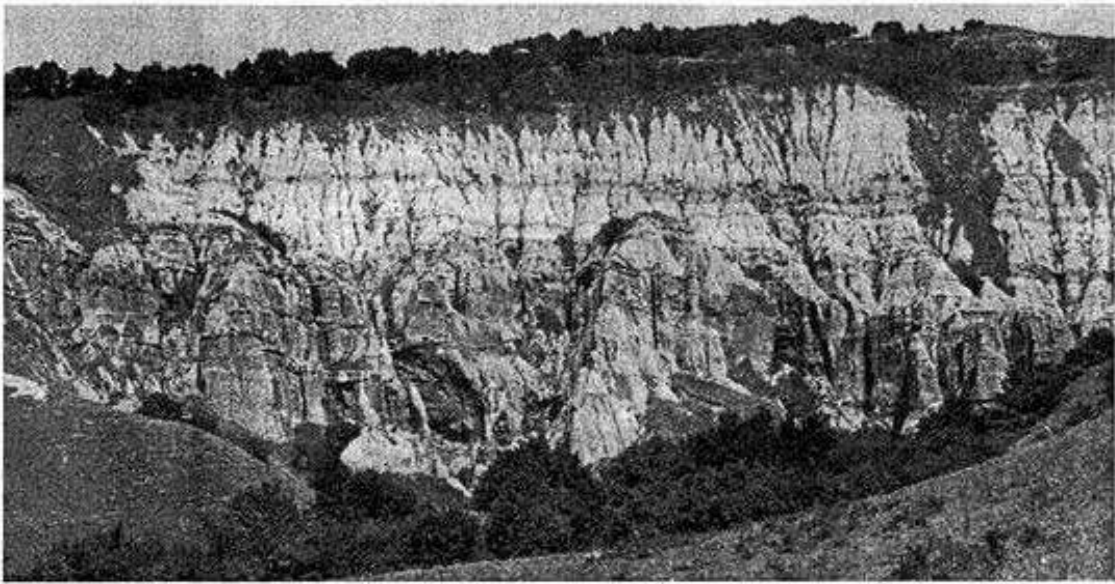


Fig. 3. Relieful de tip badlands pe versantul drept al Secașului Mare din apropierea orașului Sebeș

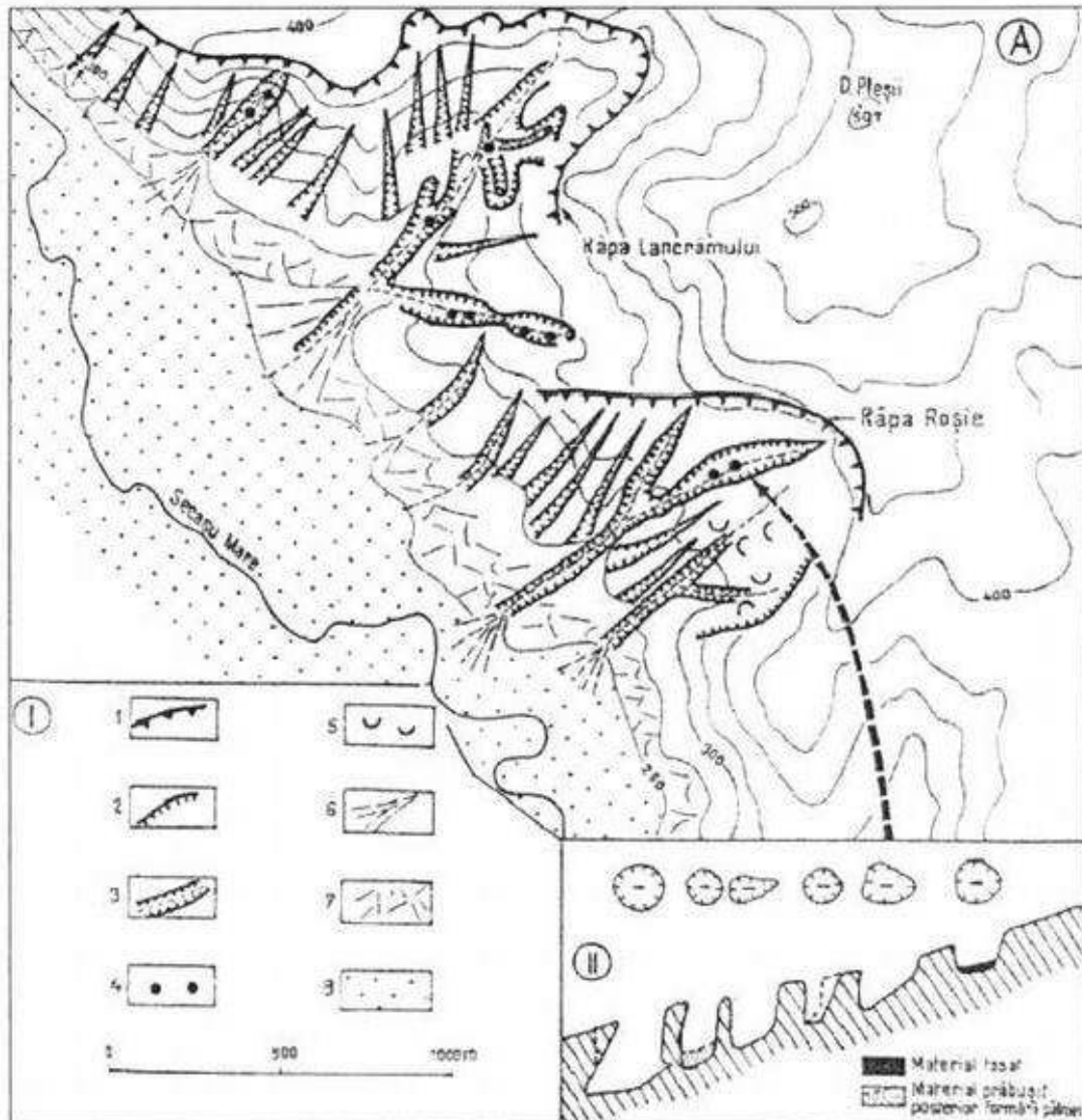


Fig. 4. Râpa Roșie (A). Versantul drept al Secașului Mare afectat de procese intense de ravenare. I: 1, abrupt peste 50 m; 2, abrupturi de 5-10 m; 3, ravene; 4, pânii de sufoziune; 5, alunecări active; 6, con de dejecție; 7, glaciș; 8, luncă, Maria Sandu, 1997, II, pânii de sufoziune (sus) și profil longitudinal jos), după V.Trufăș, 1962.

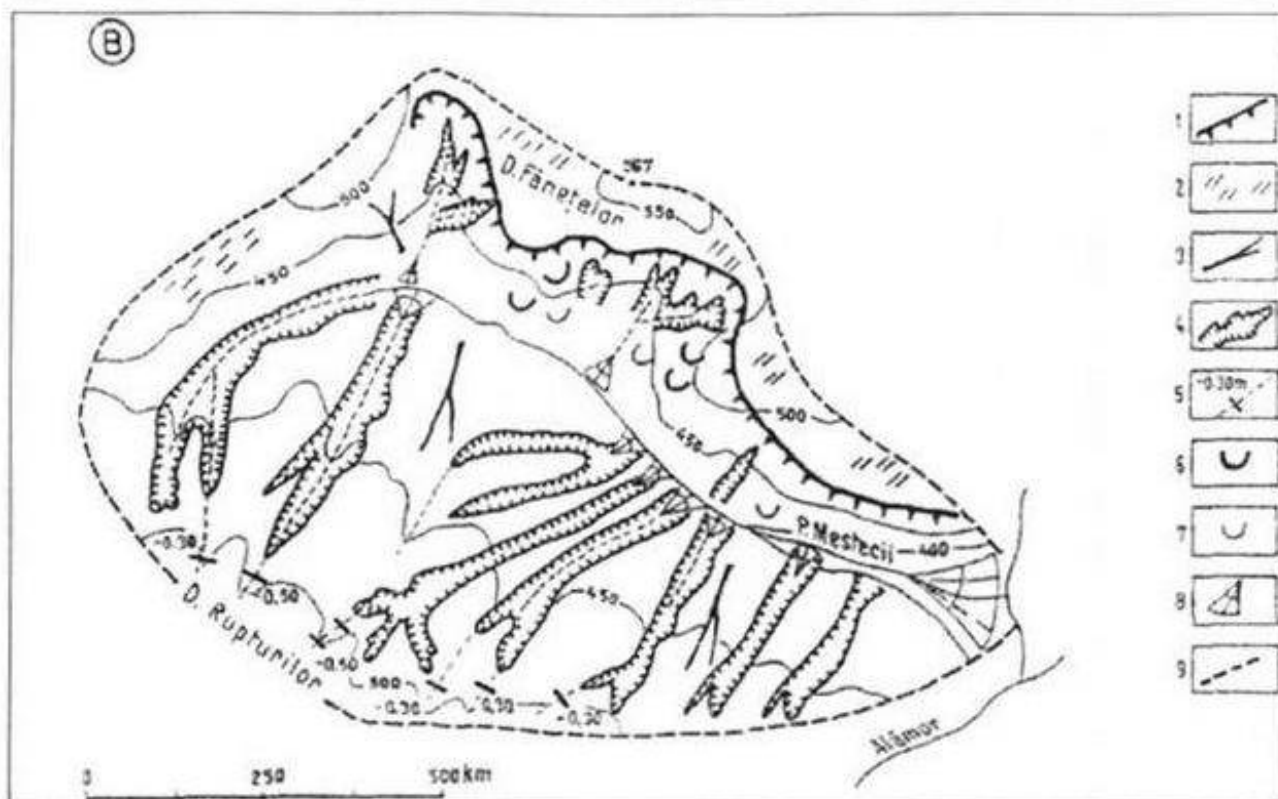


Fig. 5. Bazinul Mesteaca (B). 1, Cuestă; 2, eroziune în suprafață; 3, ogașe (2–5 m); 4, ravene (>5m); 5, praguri de integrare; 6, alunecări active; 7, alunecări fixate, 8, con de dejecție activ; 9, limita bazinului.

cele opt ravene au vârful sub formă de lance, prezintă 1 până la 3 ramificații, iar distanța de la vârful ravenelor până în cumpăna bazinului variază între 30 și 150 m. Amonte de vârful ravenei, eroziunea regresivă este puternică, iar pragurile de integrare sunt adâncite între 0,30 și 0,50 m (fig. 5).

Dezvoltarea și evoluția ravenelor a dus la degradarea puternică a versantului, la reducerea suprafeței utilizată ca pajiști, impunându-se lucrări de reconstrucție ecologică prin refacerea stratului ierbaceu.

C. Bazinul Râura situat la sud de localitatea Topârcea are ordinul de mărime III, o suprafață de 9 km², perimetru de 13 km iar indicele de formă 0,73. Litologic, bazinul este sculptat în roci cu conținut mare de nisip în alternanță cu pietrișuri atribuite Pannonianului. Cercetările de teren din 1977, 1986 și 1997 relevă evoluția formațiunilor torențiale (fig. 6, 1). Astfel, în anul 1977, eroziune a în talveg a Râurei era dominantă morfogenetică importantă. Partea superioară a bazinului Râura, delimitată printr-un abrupt de 80 – 100 m altitudine relativă și cu declivități de 50 – 70°, era puternic fragmentat de numeroase rigole. În

acest stadiu incipient de coziune discontinuă, rigolele prezentau în profilul longitudinal numeroase praguri de 0,50 m, iar în secțiune transversală aveau forma literei “V”. De asemenea, în partea mediană a bazinului, pe ambii versanți ogașele erau adâncite până la 3 m.

După 9 ani, modificările în peisajul bazinului erau evidente. Procesele de eroziune s-au intensificat, fiind favorizate de substratul litologic, de precipitațiile din anii excesiv de ploioși 1981, 1984 și 1985 și de gradul de înclinare a versanților, ogașele transformându-se în ravene adâncite între 10–15 m. În acest stadiu de formare a ravenelor discontinui se conturase bazinul de recepție. Ravenele aveau râpa de obârșie abruptă, instabilă iar malurile erau afectate de năruiri. Eroziunea regresivă a obârșiiilor a dus la alungirea lor, în aval, iar evoluția lor era dependentă de nivelul de bază al Râurei. Amonte de aceste ravene, erau numeroase rigole cu eroziune puternică în talveg și praguri litologice variind între 0,50 și 0,60 m.

În 1997, prin unirea sectoarelor suspendate de pe versant, ravenele discontinui s-au transformat în ravene continui. Ravenele din bazinul Râura, dezvoltate pe un substrat nisipos,

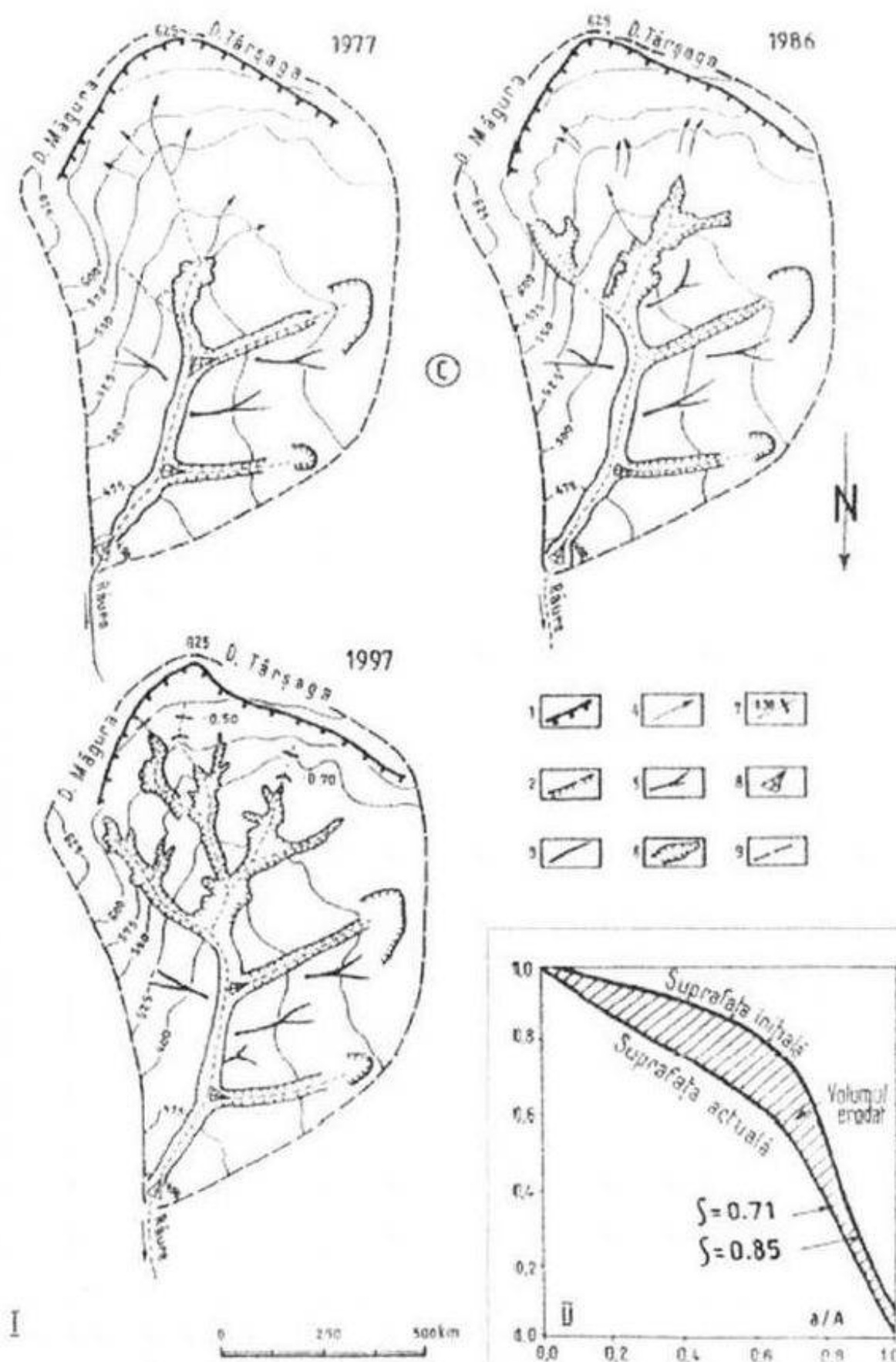


Fig. 6. Bazinul Răura (C). Evoluția ravenelor. I: 1, abrupt peste 50 m; 2, abrupt de 25 m; 3, abrupt de 10 m; 4, rigole cu eroziune în talveg și înaintarea regresivă a obârșiei; 5, ogăse (2-5 m); 6, ravene (>5 m); 7, praguri de integrare; 8, conuri active; 9, limita bazinului. II, Curba hipsometrică procentuală a bazinului Răura.

prezentau lungimi de 400–550 m și adâncimi până la 20 m. Erau ravene simple, cu unul, cel mult două vârfuri sub formă de lance. Pragu-rile litologice de 0,50 și 0,70 m indicau retragerea spre partea sudică a bazinului Râura, pe măsura adâncirii ravenelor spre nord. Integra-la suprafeței actuale de 0,71 comparativ cu cea a suprafeței inițiale de 0,85, relevă aspectul convex al curbei hipsometrice procentuale, ceea ce înseamnă că patru cincimi din masa reliefului solid din bazin se păstrează. Cercetările de teren întreprinse arată că versanții se află într-un stadiu de relativă tinerețe în care procesele de eroziune în adâncime cu ritmuri și intensități variate sunt în plină desfășurare (fig. 6, II).

Evoluția ravenelor din bazinul Râura relevă o succesiune de stadii, în cadrul cărora raportul dintre procesele de eroziune, transport și acumulare are valori diferite. Indiferent de numărul și denumirea acestora — *stadiul incipient de eroziune discontinuă, stadiul de formare a ravenelor discontinue, stadiul de integrare a ravenelor discontinue în ravene continue și stadiul de realizare a profilului de echilibru dinamic* — (Bălțeanu, Taloescu, 1978; Mac, 1986; Rădoane și colab. 1999, Sandu, 1998 etc.) reflectă conținutul lor diferit în funcție de condiția geomorfologică locală. Formațiunea torențială și bazinul său de recepție funcționează ca un sistem deschis, caracterizat prin tendința continuă de realizare a echilibrului dinamic. Acesta se realizează printr-o creștere alometrică (Woldenberg, 1968). După modul de abordare, studiile de alometrie sunt de două categorii:

- studii de alometrie dinamică, când prin măsurători succesive în timp, urmărind lungimea unei ravene în raport cu suprafața aceste-

ia și comparând ratele de creștere, precizăm care din aceste dimensiuni are un ritm mai accelerat;

- o altă categorie de studii mult mai extinse sunt cele de alometrie statică, ce au în vedere seturi de măsurători individuale asupra formelor și proceselor, pentru a depista ratele de schimbare în ansamblu, fără a ține seama de dezvoltarea fiecărei forme. Se impune însă a preciza faptul că regulile alometriei se aplică, deocamdată, numai la date dimensionale și la relațiile de tip putere dintre variabile (Zăvoianu, Sandu, 1994).

Concluzii

- În Podișul Secașelor, apariția și dezvoltarea proceselor de ravenare sunt favorizate de substratul geologic, conformația majoră și de detaliu a reliefului, de frecvența și caracterul precipitațiilor, ca și de activitățile antropice.

- Bazinele hidrografice prezentate ca studii de caz au fost considerate ca sisteme deschise, în care au loc în permanență schimburi de materie și energie cu mediul înconjurător, concretizat în bilanțul geomorfologic și tendința continuă de realizare a echilibrului dinamic al versanților.

- Frecvența și dimensiunea formațiunilor torențiale contribuie la degradarea solului cu efecte puternice pe termen lung. În acest context, se impune continuarea cercetărilor în vederea monitorizării deopotrivă a proceselor de eroziune în adâncime și alunecărilor de teren cu consecințe asupra instabilității versanților, a elaborării hărții riscului geomorfologic și precizarea arealelor care necesită lucrări de ameliorare și reconstrucție ecologică.

BIBLIOGRAFIE

- BĂLTEANU, D., TALOESCU, Iuliana (1978), *Asupra evoluției ravenelor, exemplificări din dealurile și podișurile de la exteriorul Carpaților*, SCGGG-Geogr., XXV.
- GRECU, Florina (1992), *Bazinul Hârtibaciului. Elemente de morfohidrografie*, Edit. Academiei, București
- MAC, I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Edit. Academiei, București.
- MOTOC, M. (2001), *Sistemul sol-teren și procesele de degradare, Mediul Înconjurător*, 1, 1-2,
- RĂDOANE, Maria, ICHIM, I., RĂDOANE, N., SURDEANU, V. (1988), *Asupra profilului longitudinal și factorul formă a ravenelor din Podișul Moldovenesc*, SCGGG-Geogr., XXXVII. București.
- RĂDOANE, Maria, RĂDOANE, N., ICHIM, I., SURDEANU, V. (1999), *Ravenele, forme, procese, evoluție*, Edit. Presa Universitatea Clujană.
- RĂULAEA, Maria, (1980), *Flora și vegetația din rezervația Râpa Roșie - Sebeș*. Revista Muzeului Științele Naturii, 1. Sebeș.
- SANDU, Maria (1999), *Podișul Amnașului. Individualitate geomorfologică*, Revista Geografică, VI, Institutul de Geografie, București.
- SEGINER, I. (1966), *Gully development sediment yield*, J. of Hydrology, 4. Amsterdam.
- TRUFAȘ, V. (1962), *Observații geomorfologice la Râpa Roșie*, Natura, XIV, 3.
- VANCEA, A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Academiei, București.
- WOLDENBERG, M. J. (1968), *Open systems-allometric growth* în *The Encyclopedia of Geomorphology*, New York, Reinhold Book, Corporation.
- ZĂVOIANU, I., SANDU, Maria (1994), *On the role of allometric analysis in processing and interpreting dimensional data*, *Analele Științ. Univ. "Al. Ioan Cuza"*, XXXVIII-XXXIX, 1992-1993, II, Geografie, Iași

Institutul de Geografie
Academia Română
București

Factorii specifici și dinamica proceselor de deplasare în masă de pe versantul drept al Sucevei – sectorul dintre Pârâul Șcheia și Pârâul Cetății

Costică BRÂNDUȘ*, Ionuț CRISTEA*, Virgil GRĂDINARU**

Cuvinte-cheie: cauze specifice, mecanismul alunecărilor

Our papers wants to be a contribution to the study of the mass movement processes affecting the slopes of the Zamca Plateau, in the limits of the city Suceava. We had in view the cuesta from the right side of the Suceava river, known from the previous researches as a major risk area, because of the occurrence of massive landslides (Martiniuc și Băcăuanu, 1960; Dinu și Cioacă, 1997). Base on the knowledge of the favorable factors specifics for the studie darea and on the results of the measurements concerning the rainfall quantities and soil temperature we did an interpretative analyse of the intime mechanism of the deluvial cover movement, of the variation of the movement intensity in difeferent time period. We concluded that there is a certain lack of concordance between the rainfalls and the mass movement, also we could determine that the speed of those movements increses from depth to surface, where the pseudosolifluctions are the main processes.

Studiul unor fenomene de risc geomorfologic, cum sunt alunecările de teren de pe teritoriul orașului Suceava, reprezintă o acțiune complexă și oarecum dificilă. Presupune efectuarea unei analize detaliate a acestor procese de deplasare în masă și identificarea unor cauze specifice, în scopul cunoașterii și combaterii fenomenului. Există și o latură practică a demersului, care, având în vedere vechimea și proporțiile pe care le îmbracă aceste procese, nu trebuie deloc neglijată.

Versantul drept al râului Suceava, din intravilanul municipiului omonim, la care ne referim, asigură legătura dintre principala zona rezidențială a orașului, situată pe platoul structural al Zamcăi, și platforma industrială Burdujeni – Ițcani, din lunca Sucevei. Pe el sunt situate drumurile naționale 2 (Str. Cernăuți) și 29 (Str. Unirii), conducte de termoficare, linii ale rețelei de energie și telecomunicații precum și numeroase "clădiri ușoare" cu rețeaua stradală aferentă. Din punct de vedere geomorfologic, versantul este o cuestă, cu o pantă medie de cca 17° și o expunere generală către nord-est. Principalele procese denudaționale sunt cele de deplasare în masă (alunecări de teren), care

dau și nota specifică morfologiei versantului. Se remarcă, astfel, o alternanță de cornișe (de 5 -10 m înălțime) secundare, cu pseudoterase, monticuli și areale depresionare de băltire (Fig. 1, Tabelul 1). Cu perioade active și de stabilitate relativă, alunecările de pe versantul drept al râului Suceava au o îndelungată istorie. Cel mai probabil, sunt de vârstă holocenă, deși condiții favorabile producerii de alunecări au existat, desigur, încă din Pleistocen, în special în interglaciații. Cea mai veche alunecare cunoscută (în urma unor informații culese de la localnici, verificate pe teren prin foraje și menționate în studiile de specialitate) este cea din 1912, produsă în urma unei perioade de ploi abundente, care au durat circa 8 zile. Alte perioade de reactivare a cornișei platoului Zamca sau a deluviului vechi corespund anilor 1939-1940, 1963-1966, 1968-1970, 1996-1997, 2001-2003. După cum se poate observa, reactivările se produc aleatoriu și au durate medii de 2-3 ani.

Analiza ansamblului de informații de care dispunem permite evidențierea cauzelor generale și specifice care au stat la baza declanșării proceselor și totodată a celor care favorizează recrudescențele periodice.

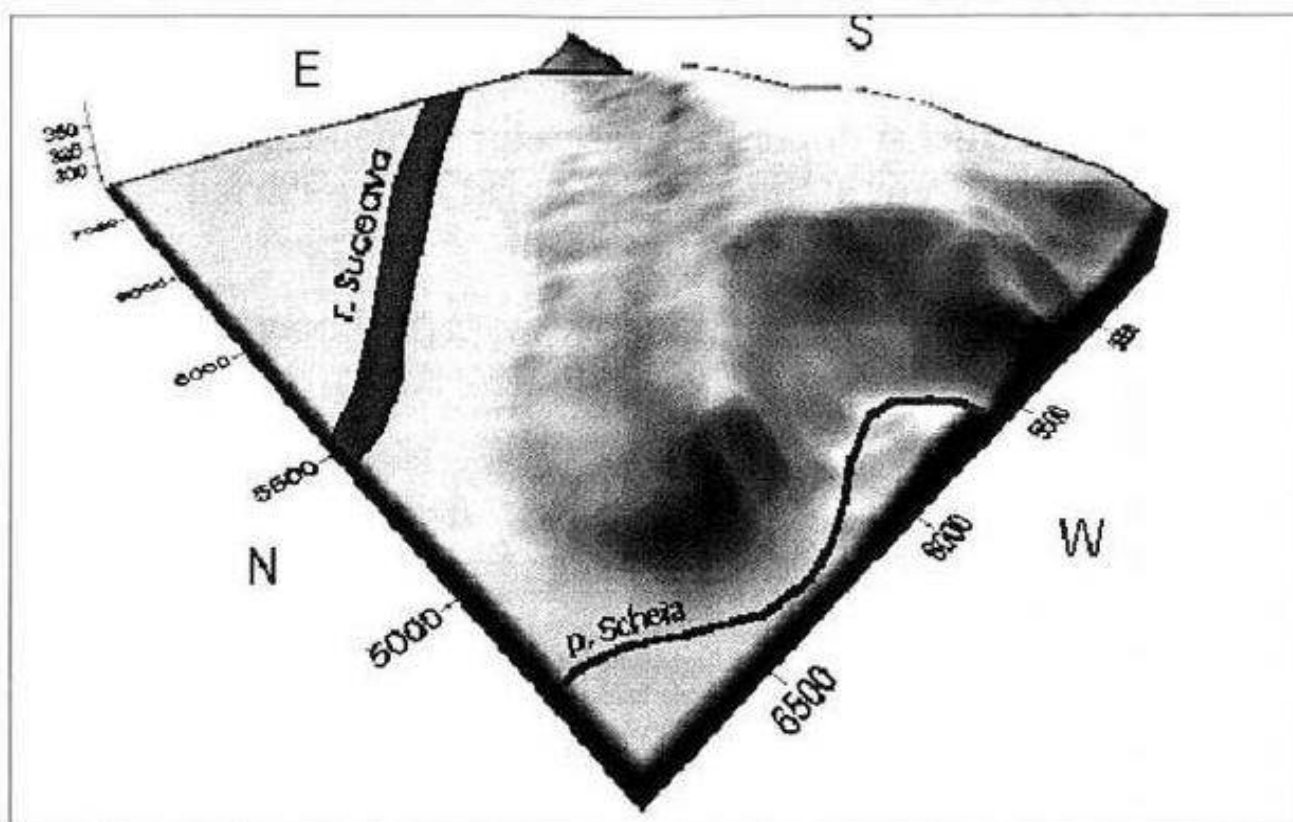


Fig. 1. Model digital al platoului Zamea și al versantului drept al Sucevei

Parametru	Valoare	Unitate de măsură
Lungime (<i>L</i>)	2279	m
Înălțime (<i>H_v</i>)	107,5	m
Perimetru (<i>P_v</i>)	6,7	km
Suprafață (<i>S_v</i>)	144	ha
Altitudine maximă (<i>H_{max}</i>)	385	m
Altitudine minimă (<i>H_{min}</i>)	277,5	m
Înclinare (<i>Î_v</i>)	17,8	grade
Orientare (<i>O_v</i> , azimut)	31	grade
Forma (<i>F_v</i>)	0 (versant mixt)	
Neuniformitatea versantului (<i>U_v</i>)	0,8	-
Magnitudinea fragmentării (<i>M_f</i>)	1,68	km/km ²

Tabelul 1. Principalele caracteristici morfometrice ale versantului drept al Sucevei

Alcătuirea geologică (litologia). În arealul versantului drept al râului Suceava, așa cum a putut fi observat din foraje, din deschiderile naturale și din cercetările geologice, apar depozite sedimentare de vârstă Sarmatian inferior (volhiniană) acoperite, în majoritate, de depozite de vârstă cuaternară, de origine eluvială și deluvială.

Sarmatianul a fost interceptat prin foraje la diverse adâncimi, ceea ce denotă grosimea diferită a materialului deluvial în diverse sec-

toare ale versantului și istoria relativ complicată a alunecărilor de teren de aici. În general este reprezentat prin gresii și argile marnoase. Alternanța de strate argiloase, impermeabile, cu strate nisipoase, permeabile, din cadrul acestor depozite reprezintă una din condițiile de bază ale producerii alunecărilor (Tabelul 2).

Cuaternarul cuprinde o varietate destul de mare de tipuri granulometrice, între care termenii predominanți sunt argila nisipoasă și nisipul argilos, alternanță ce favorizează exis-

Adâncime (m)	Tipul litologic
12.90	Argilă neagră, urmată de argilă marnoasă oliv
31.40	Argilă marnoasă galben-oliv
22.00	Gresie galbuie-cenușie, dură
18.10	Argilă marnoasă cenușie-oliv
22.65	Gresie
17.70	Argilă marnoasă cenușie-oliv
29.00	Argilă marnoasă cenușie

Tabelul 2. Variația pe verticală a litologiei depozitelor sarmațiene

tența unor pânze de apă suprapuse.

Prelucrarea datelor obținute din analizele granulometrice efectuate pe probele prelevate din forajele geotehnice executate de I.S.P.I.F. (1967), ținând cont de forajul și de adâncimea de prelevare a fiecărei probe, sugerează o zonare pe verticală a materialului astfel:

- majoritatea probelor prelevate de la adâncimi situate până la circa 10 m, fac parte din grupa argilelor și luturilor loessoide. Aceste materiale prezintă coeficienți de permeabilitate reduși, plasticitate ridicată și umidități naturale peste 20 %;

- cele mai multe probe provenind de la adâncimi mai mari de 10 m, indiferent de amplasare și de cota forajului, fac parte din grupa nisipului argilos, nisipului prăfos și a nisipurilor. Aceste probe sunt mult mai permeabile și cu plasticitate redusă.

Numărul mare de foraje executate pe versant, începând din anii 1960 și până în prezent, a permis, în același timp, localizarea unor suprafețe de alunecare active, caracteristice jumătății superioare a versantului, până la Strada Cernăuți. Conform celor mai recente date, acestea se situează între 7 și 35 m adâncime, mai jos decât cele menționate de C. Martiniuc și V. Băcăuanu în 1960 (3 -10 m).

Morfologia de detaliu a versantului, în care se individualizează microdepresiuni și cornișe secundare de versant, favorizează adunarea temporară a apei și supraumectarea acestuia.

Caracteristici topoclimatice. Cantitatea medie anuală de precipitații (570 mm), ca și regimul acestora constituie factorul care favorizează în cel mai înalt grad procesele de versant. Dacă precipitațiile nu depășesc prea mult valorile medii înregistrate în regiune,

dacă sunt repartizate oarecum uniform în timp, iar infiltrarea apei în sol nu întrece posibilitatea drenării subterane, atunci se păstrează echilibrul forțelor care acționează asupra versantului. Imediat însă ce alimentarea cu apă a solului depășește capacitatea sa normală de înmagazinare și drenare, coeziunea rocilor scade și alunecările devin iminente. Asemenea situații pe versantul drept al râului Suceava au fost înregistrate în anii 1912, 1929, 1939-1940, 1969-1970, 1996-1997, 2001-2002 – ani în care media multianuală de precipitații a fost depășită.

Faptul că versantul are o expoziție nord-estică influențează mai ales variațiile regimului caloric și hidric, frecvența și intensitatea proceselor de îngheț-dezgheț. Temperaturile scăzute determină o evapotranspirație redusă și persistența stratului de zăpadă o perioadă mai lungă de timp, ceea ce contribuie la supraumectarea versantului și la creșterea riscului de producere a alunecărilor de teren.

Apa subterană. În raport cu structura geologică și alcătuirea petrografică a depozitelor în care sunt acumulate, apele cantonate în regiunea platoului Zamca și a versantului drept al râului Suceava pot fi împărțite în trei mari grupe: - ape situate în intercalațiile nisipoase din depozitele sarmațiene, cu caracter captiv, situate la diferite adâncimi (între 20 și 100 m), respectiv la altitudini absolute cuprinse între 359 și 280 m; - ape situate în baza depozitelor eluviale cuaternare, caracterizate prin prezența unui strat acvifer freatic situat la adâncimea de 10-12 m (la circa 370 m altitudine absolută, în dealul Zamca); - ape cantonate în depozitele deluviale de versant, întâlnite la adâncimi variabile, de la 3-4 m până la 0,5 m și chiar la suprafață, sub formă de bălțiri.

Caracteristică ultimei jumătăți de secol este creșterea continuă a nivelului freatic. Astfel dacă în perioada 1960-1970 nivelul freatic se situa, în apropierea cornișei, la cca 30 m adâncime, în prezent el se ridică la 13,8 m. Se apreciază faptul că această ridicare spectaculoasă a nivelului apei subterane pe platoul Zamca se datorează în principal pierderilor din rețelele de alimentare cu apă și termoficare apărute ca urmare a extinderii orașului. În plan secundar alte cauze ce au determinat ridicarea nivelului hidrostatic ar fi: astuparea unor pâraie cu rol drenant, obturarea unor izvoare de pe versant datorită construcțiilor edilitare, diminuarea evapotranspirației prin acoperirea suprafeței topografice cu rețele de drumuri, clădiri etc.

Apa de suprafață, reprezentată pe versant prin numeroase pâraie, unele canalizate, iar la baza versantului, de râul Suceava, are la rândul său importante consecințe asupra producerii alunecărilor. Se poate considera că, cel puțin în faza lor inițială, subminarea versantului de către apa Sucevei, care într-o anumită perioadă a curs la baza versantului, a jucat un rol important. Din acest motiv putem afirma că inițial alunecările au avut un caracter delapsiv. Astăzi, la o scară mult mai mică și în funcție de condițiile locale, o eroziune similară este exercitată de apele ce provin din izvoarele de pe versant. Acestea, uneori se scurg transversal și ajung să submineze în anumite sectoare materialul deluvial, măbind riscul de apariție a recrudescențelor.

Factorul antropic. Pe lângă condițiile fizico-geografice, în ultimul secol un rol tot mai mare în creșterea riscului de producere a alunecărilor pe versantul drept al Sucevei a revenit activităților antropice, care au determinat: - desființarea surselor individuale de apă (fântâni) și micșorarea capacității drenante a versantului prin blocarea unor izvoare, ca urmare a dezvoltării urbane; - ridicarea nivelului freatic (peste 15 m) în urma realizării în ultimii 30 de ani a unui sistem de alimentare cu apă, canalizare și termoficare, prin care se vehiculează debite importante de apă și implicit cu importante pierderi (30-50 % din apa vehiculată).

La aceste influențe negative, cu caracter pregătitor pentru declanșarea deplasărilor în masă, se mai adaugă altele, cu un caracter declanșator, între care pot fi enumerate: - circulația intensă a automobilelor și utilajelor grele pe cornișă și în zona versantului instabil, care produce vibrații și șocuri ce favorizează reducerea rezistenței la forfecare în masa de pământ saturat cu apă; - supraîncărcarea cornișei și deluviului cu diferite construcții.

Dinamica proceselor. După R.J. Bally și P. Stănescu (1971), în general, chiar atunci când procesul nu este evident, versanții sunt afectați de deplasări lente ale materialului deluvial, care se pot accelera sau culmina, cu alunecarea propriu-zisă, pe măsură ce factorii determinanți ai alunecării depășesc pragul de echilibru și încep să afecteze stabilitatea versantului. După aceiași autori, se pot deosebi deplasări lente, sezoniere, limitate la stratul de suprafață, cu temperaturi și umidități variabile (până la 1 m adâncime) și deplasări continue, în masa deluviului.

Primul tip de deplasări (lente, sezoniere) am încercat a-l surprinde prin analiza datelor rezultate în urma unor măsurători topografice efectuate semestrial, în ultimul deceniu, de o serie de firme specializate, finanțate de Primăria Suceava. Rețeaua topografică a fost alcătuită din pilaștri, încastrați la 1,5 m adâncime și borne, amplasate la cca 0,5 m adâncime. Prin corelarea valorilor maxime ale deplasărilor bornelor, în diverse sectoare ale versantului, cu cantitățile semestriale de precipitații și cu variația temperaturilor din sol, în perioada 1998-2002, s-au putut face o serie de observații. Astfel, se constată că, în perioada la care ne referim, deși cele mai multe precipitații au căzut în perioada iunie-august, cele mai importante deplasări de suprafață au avut loc în lunile precedente. Face excepție de la această „regulă” anul 2002, când se poate sesiza un paralelism între creșterea cantității de precipitații și a ratei de deplasare pe versant. Explicațiile țin mai ales de particularitățile topoclimatice ale regiunii. Deplasarea reperilor de suprafață în perioada martie-iunie

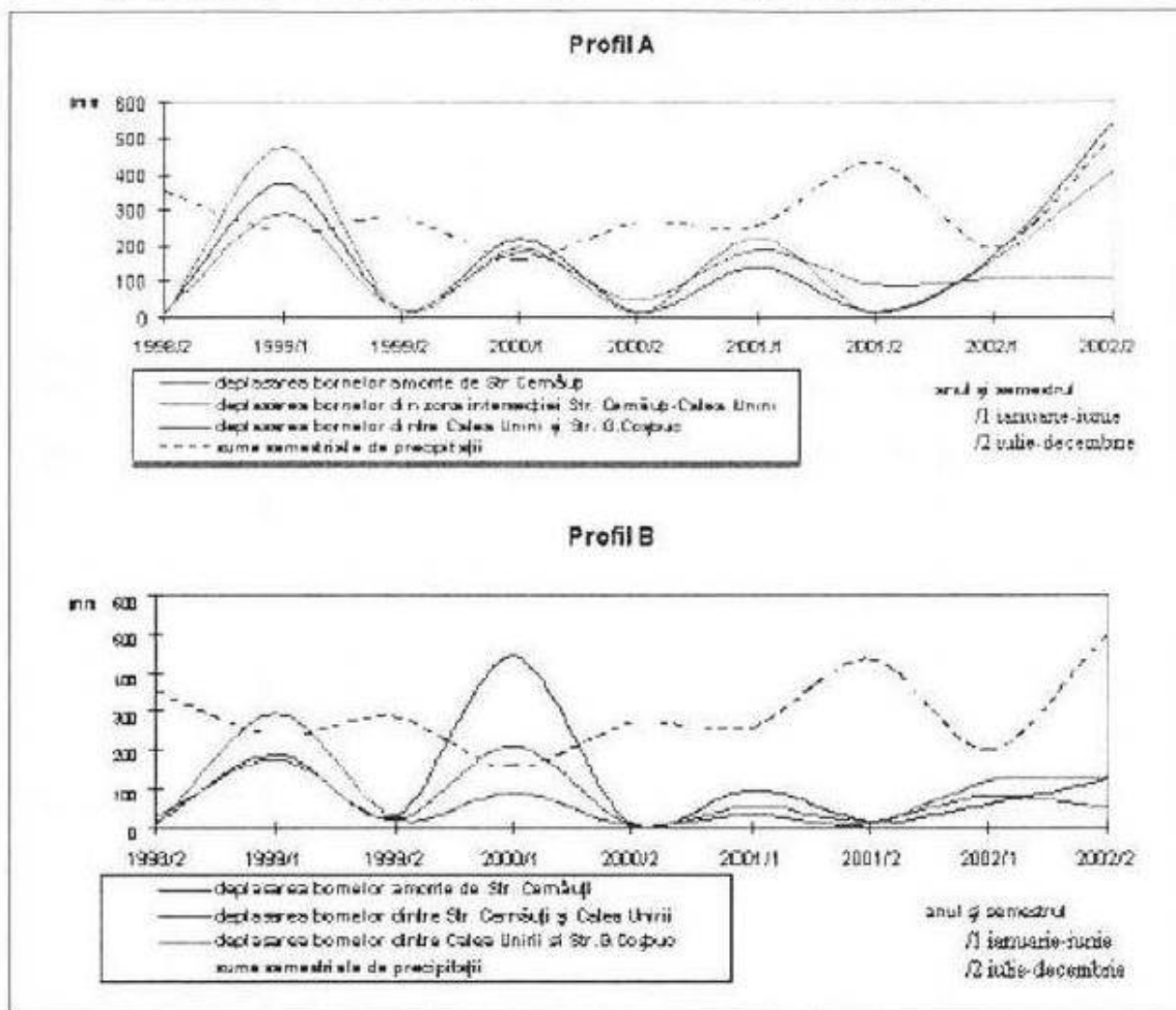


Fig. 2 – Grafice de corelație între deplasările depozitelor de versant situate până la cca 0,5 m adâncime și cantitățile semestriale de precipitații

poate fi legată de topirea zăpezilor și de dezghețul treptat sau brusc a părții superioare a solului, fenomene prelungite cel mai adesea până în luna aprilie. A doua jumătate a anului se caracterizează în schimb prin temperaturi mai ridicate, o evapotranspirație mai intensă, deci lipsa unui substrat care să faciliteze deplasarea orizonturilor superioare.

În același timp, analiza variației temperaturii din sol arată că în perioada studiată condiții de îngheț ale solului au existat doar la adâncimi de 0,5-0,10 m și aici doar pentru scurte perioade de timp, fapt care demonstrează lipsa unor condiții favorabile solifluxiunilor. Considerăm, astfel, că procesul responsabil de dinamica depozitelor de suprafață ale versantului este cel de pseudosolifluxiune, favorizat, de altfel, de prezența în cantități mari a mineralelor argiloase (Fig. 3).

Comparativ cu situația existentă în 1994, cele mai importante deplasări ale reperilor de suprafață s-au înregistrat la partea superioară a versantului (datorită declivităților mai mari) sau în apropierea principalelor străzi - Cernăuți, Calea Unirii, artera de legătură dintre cartierul Suceava cu zona industrială (datorită traficului auto). Cele mai mari valori ale deplasărilor înregistrate în această perioadă (1994-2002), depășesc 1000 mm.

Dinamica proceselor de deplasare mai profunde de pe versantul drept al Sucevei a fost cunoscută în urma unor foraje inclinometrice efectuate în perioada anilor '90, puse la dispoziția noastră de S.C. Proiect Bucovina. Din analiza datelor furnizate reiese că, în general, deplasările la adâncimi mai mari de 1- 2 m, sunt mai lente decât cele de suprafață și au, ca și acestea, un pronunțat caracter sezonier. De

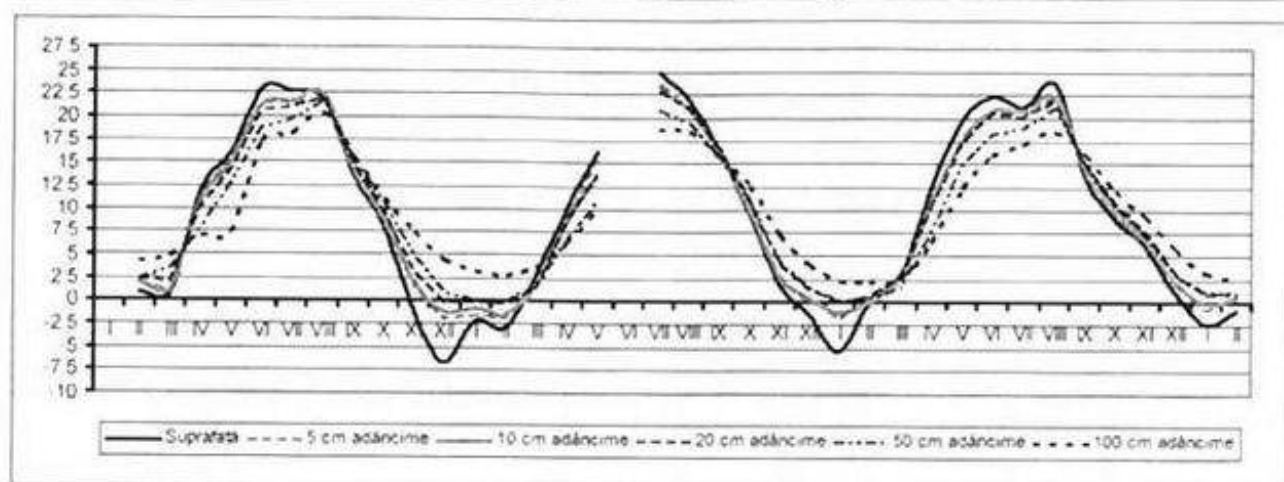


Fig. 3- Variația mediilor lunare ale temperaturii în sol

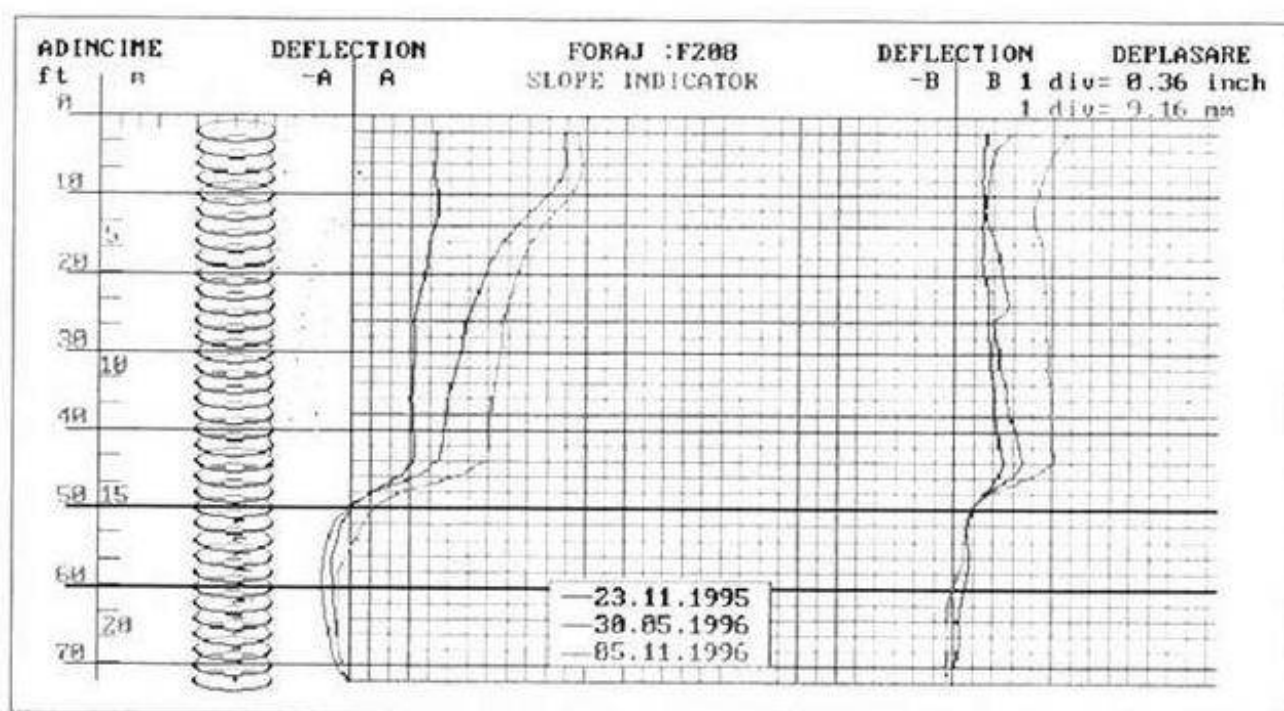


Fig. 4 - Reprezentare grafică a dinamicii de profunzime a deluviului versantului drept al Sucevei, în unul din forajele inclinometrice.

exemplu, în unul din forajele executate în apropierea străzii Șt. Ștefureac, în perioada noiembrie 1995 – mai 1996, la circa 14 m adâncime, deplasările au fost de 13,7 mm în timp ce în perioada mai 1996 – noiembrie 1996, deplasările au fost de circa 23 mm (fig. 4). Rezultă așadar o intensificare a procesului de alunecare în al doilea semestru al anului. În această perioadă, iulie-decembrie, s-au produs și principalele alunecări de teren (noiembrie 1940, august 1966, decembrie 1996, octombrie 2001, octombrie 2002).

Există totuși un decalaj între perioada cu o pluviozitate accentuată (lunile de vară-sep-

tembrie) și declanșarea alunecărilor de teren pe versant. Acest decalaj corespunde timpului necesar deplasării apei pluviale până la adâncimea la care forțele de rezistență sunt depășite. Astfel, deși în 2001 precipitații abundente au căzut în lunile iunie-iulie și mai ales septembrie (cu 148,4 mm de precipitații), reerudescența s-a produs în luna octombrie (cu 42,6 mm). Un alt exemplu este cel al anului următor, 2002, când cantități mari de precipitații s-au înregistrat în lunile iunie, iulie (219,1 mm) și august (112,3 mm) iar alunecarea de teren a avut loc tot în luna octombrie (34,8 mm).

Principalele concluzii care se pot desprinde se referă la neconcordanța în timp între căderea precipitațiilor și punerea în mișcare a materialului, cu perioade variabile de inerție și la viteze de deplasare din ce în ce mai redusă a materialului o dată cu creșterea adâncimii. De asemenea, se deduce rolul foarte important, în producerea deplasărilor în masă, a alcătuirii granulometrice a materialului deluvial și importanța proceselor pseudosolifluidale în cazul deplasării materialelor superficiale.

BIBLIOGRAFIE

- BALLY, R.J., STĂNESCU, P. (1971), *Alunecări de terenuri . Prevenire și combatere*, Editura Ceres, București
- BOBOC, M. (2003), *Influențe antropice în evoluția alunecărilor de teren din jud. Suceava*, în *Analele Univ. „Ștefan cel Mare” Suceava*, 2001
- BRÂNDUȘ, C., GROZAVU, A. (1998), *Les facteurs décisifs dans la manifestation des processus geomorphologiques actuels dans le Plateau de la Moldavie*, în „*Analele Universității Oradea*”, seria geografie-geomorfologie, tom VIII-A, p. 153-156
- DINU, Mihaela, CIOACĂ, A. (1997), *Precipitation – induced landslides in the Moldavian Plateau (1996/1997)*, în *Revue Roumaine de Geographie*, tome 41, Ed. Academiei, p. 69-80
- EMANDI, E., CEAUȘU, I. (1988), *Contribuții de morfologie urbană la cunoașterea istoriei orașului Suceava 1388-1988*, în *Anuarul Muzeului Județean, Suceava*
- MARTINIUC, C., BĂCĂUANU, V. (1960), *Contribuții la studiul geomorfologic al orașului Suceava*, în *Analele științifice ale Universității „A.I. Cuza” Iași (seria nouă)*, secțiunea a II-a, tom VI, fasc. 4
- SURDEANU, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate. Alunecări de teren*, Editura „Presa Universitară Clujeană”, Cluj Napoca
- ZARUBA, Q., MENCL, V. (1974), *Alunecările de teren și stabilizarea lor*, Editura Tehnică, București
- *** (1985), *Geotehnica și problemele de sistematizare și protecție a mediului înconjurător*, Institutul de Proiectare, Suceava
- *** (1960), *Studiu geotehnic privind amenajarea zonei de nord-est a Sucevei*, Institutul de Studii și Proiectări, Suceava
- *** *Studii topografice pentru urmărirea mișcărilor de suprafață pe versantul de nord-est Suceava, ciclurile de referință 1998/2 – 2002/2*, S. C. Wareso, Suceava

* Universitatea „Ștefan cel Mare” Suceava

** S. C. Proiect Bucovina, Suceava

Potențialul de utilizare a reliefului în sectorul montan și cel subcarpatic al bazinului Râmnicu Sărat

Marian ENE, Florina FOLEA

Cuvinte-cheie: relief, potențial de utilizare, procese morfodinamice, favorabil, restrictiv, stabilitate naturală

Potentiel de l'utilisation du relief au secteur montagneux et sous-carpatique du bassin R. Sărat. À partir de l'analyse de l'utilisation du relief, on peut déduire que, au niveau du bassin hydrographique Râmnicu Sărat, il existe une mosaïque de surfaces ayant une favorabilité différente des activités anthropiques. La densité de la fragmentation du relief, l'énergie du relief, l'exposition et les valeurs des pentes ont des conséquences sur l'évolution des formes de relief, la répartition des éléments climatiques, l'écoulement de l'eau, versants et aussi sur les processus de modélisation.

Parmi les processus géomorphologiques actuels, les déplacements en masse et l'érosion verticale sont dominants, agissant comme des facteurs principaux restrictifs sur l'utilisation anthropique du relief. On a déterminé six catégories de surfaces distinguées par le rapport du potentiel morphodynamique, de la réponse à l'intervention de l'homme tout comme à la capacité de l'utilisation.

Analiza dinamicii reliefului are un scop practic, ajutând la punerea în evidență a efectului acesteia asupra potențialului de utilizare de către comunitățile umane.

Cercetările de teren din bazinul Râmnicu Sărat (sectorul montan și subcarpatic), au pus în evidență unele particularități cantitative și calitative ale modelării actuale în raport cu alte caracteristici morfogenetice (geneza formelor de relief, structură, litologie), morfometrice (panta, lungimea și expoziția versanților, fragmentarea acestora), cu gradul de acoperire cu vegetație și modul de utilizare a terenului (Ene, 2002). În definirea potențialului de utilizare a reliefului se au în vedere trei calități ale acestuia: *relieful – suport material* al tuturor activităților antropice (agricultură, silvicultură, construcții, căi de comunicație etc); *relieful – factor de influențare* a dinamicii și extinderii celorlalte componente ale mediului (climă, vegetație, soluri, scurgerea apelor de suprafață); *relieful – suport de manifestare* a proceselor morfodinamice (Popescu, 1990).

Potențialul de utilizare a reliefului bazinului Râmnicu Sărat, în studiul de față, a fost stabilit ținându-se cont de o serie de criterii și parametrii cu caracter favorabil sau restrictiv în raport cu intervenția antropică. S-a încercat

delimitarea unor suprafețe relativ omogene din punct de vedere a potențialului de utilizare, ținându-se cont de trei criterii: morfogenetice, morfometrice și biogeografice.

Criteriile morfogenetice au ajutat la conturarea unor areale ce se diferențiază prin geneză, structură, litologie și dinamică actuală. Din punct de vedere genetic, arealul cercetat se suprapune unității de orogen. Structural, se diferențiază zona cutată care, în arealul montan se suprapune flișului extern (paleogen), iar în arealul subcarpatic molasei inferioare miocene și zona monoclină (sarmato-pliocenă și cuaternară). Litologic, arealul studiat este alcătuit din litofaciesuri variate, predispuse unei modelări active. Sunt exclusiv roci sedimentare, în marea lor majoritate friabile, iar prezența marelor și argilelor pe mari suprafețe favorizează manifestarea alunecărilor de teren. Pietrișurile și nisipurile cuaternare, frecvente în estul dealurilor subcarpatice externe și în glacisul subcarpatic sunt predispuse proceselor de pluviudenudare și torențiale. În ceea ce privește morfodinamica, cele mai dinamice areale sunt cele ce se suprapun Dealurilor subcarpatice externe și Depresiunii intracolinare Dumitrești, precum și cele ce se suprapun formațiunii sării din Depresiunea subcarpatică „Între Râmnice” (Ene, 2001).

Nr. crt.	Categorii de suprafețe	Suprafața ocupată (km ²)	Ponderea (%)
1	Sectoare de albie majoră, largă, cvasiorizontale în profil transversal și longitudinal, cu riscuri reduse la intervenții antropice, supuse periodic inundațiilor	13	3
2	Suprafețe cvasiorizontale (poduri interfluviale și de terasă) și versanți slab înclinați (sub 5°), fără riscuri la intervenții antropice	31	7
3	Versanți slab (sub 5°) și mediu înclinați (5–15°), stabili natural, cu riscuri reduse la intervenții antropice	53	12
4	Versanți mediu (5–15°) și puternic înclinați (peste 15°), stabili natural, cu riscuri mari la intervenții antropice	204	46
5	Versanți mediu (5–15°) și puternic înclinați (peste 15°), cu stabilitate naturală redusă și riscuri mari la intervenții antropice	89	20
6	Versanți mediu (5–15°) și puternic înclinați (peste 15°), cu stabilitate naturală precară și riscuri foarte mari la intervenții antropice	54	12

Tabel 1. Potențialul de utilizare a reliefului în bazinul Râmnicu Sărat (sectorul montan și subcarpatic)

Criteriile morfometrice luate în calcul în analiza de față sunt cele care se referă la pantă, densitatea și adâncimea fragmentării reliefului, precum și expoziția versanților. Valoarea acestor parametri a fost determinată de evoluția îndelungată a reliefului în raport cu restul factorilor de mediu. În stabilirea potențialului de utilizare a reliefului, a delimitării suprafețelor relativ omogene, au fost selectați acei parametri calitativi și cantitativi care să exprime caracterul favorabil sau restrictiv al acestora.

Criteriile biogeografice fac referire directă la calitatea covorului vegetal și la gradul de acoperire a reliefului. Acest parametru poate determina amploarea și intensitatea proceselor morfodinamice, cu implicație directă asupra potențialului de utilizare a reliefului.

Din îmbinarea regională a tuturor indicatorilor luați în analiză, s-a putut stabili valoarea calitativă și potențialul de utilizare a reliefului. Astfel, în cadrul bazinului Râmnicu Sărat (sectorul montan și subcarpatic) au fost stabilite șase categorii de suprafețe, diferențiate între ele sub raportul potențialului morfodinamic, al răspunsului la acțiunea omului și al capacității de utilizare (fig. 1).

1. Sectoare de albie majore cvasiorizontale în profil transversal și longitudinal, cu riscuri reduse la intervențiile antropice, predispuse inundațiilor. Aceste suprafețe, cu înclinare redusă, au o extensiune destul de mică, 3%, (tabel 1) regăsindu-se exclusiv în lungul văii Râmnicu Sărat, cu deosebire în sectoarele dealurilor subcarpatice externe, Depresiunii intracolinare Dumitrești și Glacisului subcarpatic (foto 1).

Mici sectoare de albie cu aceste caracteristici se mai regăsesc în lungul văii Martinul, Sărățelul și Motnăul, ultimele două în sectorul inferior. Inundațiile se produc periodic, fiind determinate de ploile frecvente sub formă de aversă din timpul verii și de unele sectoare de îngustare ce nu permit scurgerea întregului debit în timp util.

2. Suprafețe cvasiorizontale (poduri interfluviale și de terasă) și versanți slab înclinați (sub 5°), fără riscuri la intervențiile antropice. Aceste suprafețe, cu o pondere de 7%, se pretează la orice tip de utilizare antropică. Cele mai mari suprafețe de acest tip se găsesc în sectorul glacisului subcarpatic; se mai regăsesc în Depresiunea subcarpatică

Fig. 1. Harta potențialului de utilizare a terenurilor în sector montan și subcarpatic al bazinului Râmnicu Sărat

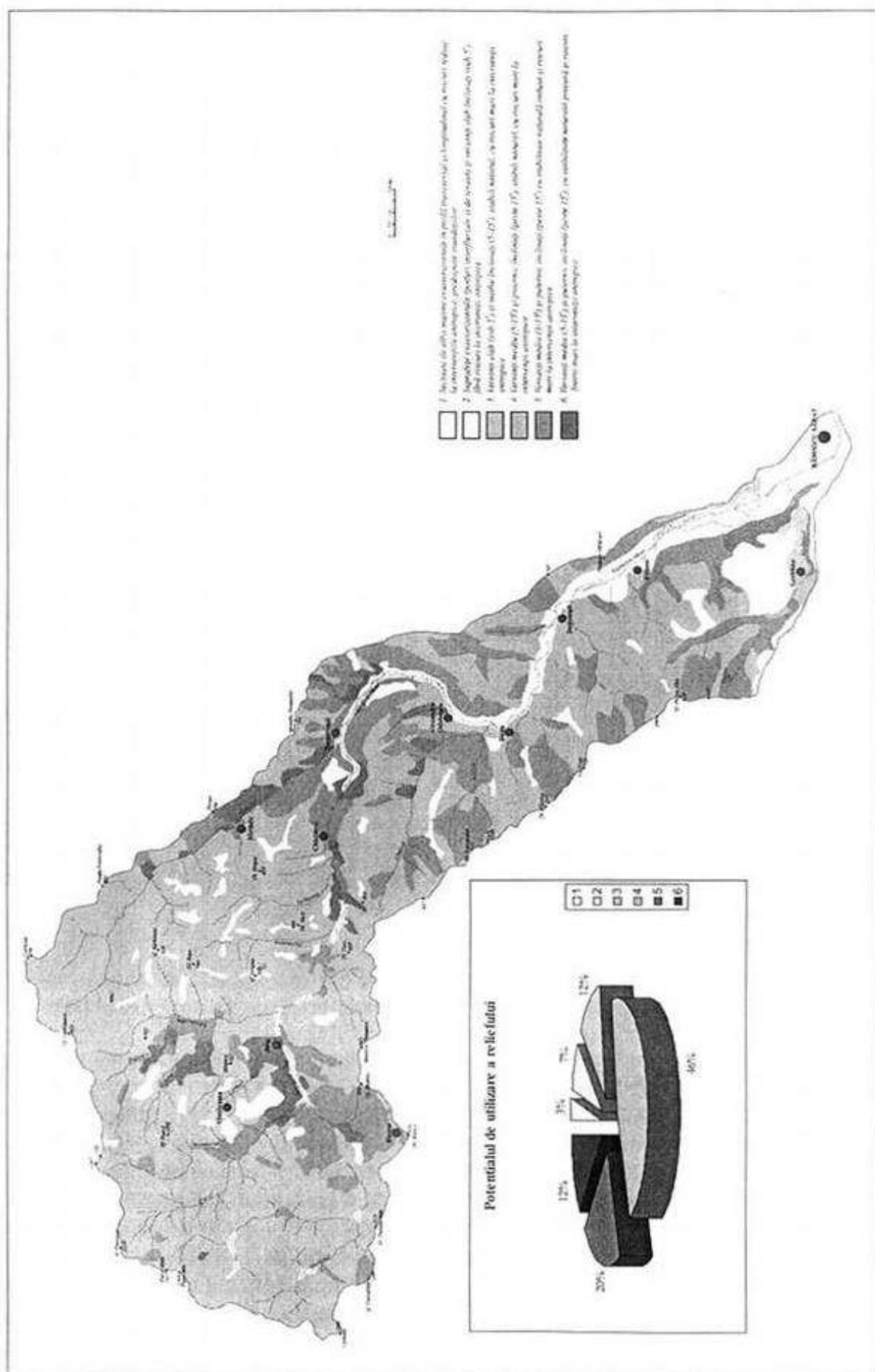




Foto 1. Albia Râmnicului Sărat în Glacisul piemontan subcarpatic

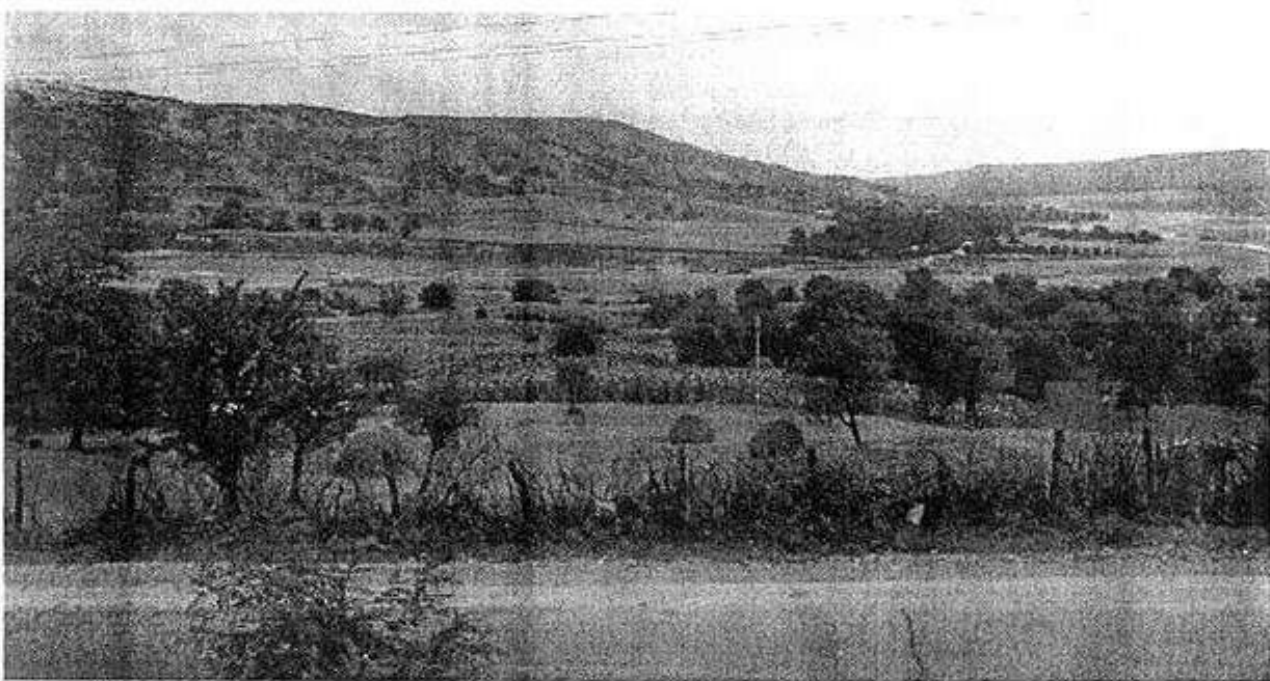


Foto 2. Utilizarea agricolă a terasei joase (3–4 m) a Râmnicului Sărat în sectorul Depresiunii intracolinare Dumitrești

„Între Râmnice”, fiind reprezentate de suprafețele erozivo-structurale Plaiul lui Cojan, Podul Mândru, Plaiul Pleși și Vintileasca. De asemenea, aici sunt incluse și podurile unor terase din lungul râului Râmnicu Sărat (Podul Vacii, Chiojdieni, Dumitrești, Blidari, Biceștii de Jos, Gălăiești ș.a). În cadrul acestor suprafețe, dintre procesele geomorfologice actuale, numai alterarea se face simțită și într-o mai mică măsură spălarea în suprafață, dar fără urmări grave asupra substratului. Aceste su-

prafete sunt cel mai des folosite pentru practicarea culturilor agricole și pentru așezări (Dumitreștii de Sus, Jitia, Vintileasca, Biceștii de Jos, Alexandru Odobescu, Râmnicu Sărat ș.a) (foto 2).

3. Versanții slab (sub 5°) și mediu înclinați (5-15°), stabili natural, cu riscuri reduse la intervenții antropice. Aceștia dețin o pondere de 12% din totalul suprafeței bazinului Râmnicu Sărat (sectorul montan și subcarpatic). Cea mai mare extindere o au în secto-

rul glacisului subcarpatic, dar și în Depresiunea „Între Râmnic”. Se regăsesc și în celelalte subunități, dar într-o mai mică măsură, pe interfluviile rotunjite ale dealurilor Bisoca, Ulmușoru, Baba, Răchitașu, Roșu, Mogoș ș.a, care din punct de vedere genetic reprezintă resturi ale vechii suprafețe topografice. De asemenea, aceste suprafețe corespund parțial unor suprafețe structurale monoclinale (revers de cuestă) din dealurile subcarpatice externe, dar și unor fâșii de versant din Depresiunea intracolinară Dumitrești (sub culmea Momâia Neamțului sau Dealul Mușuroiului). Aceste suprafețe sunt ocupate în cele mai multe cazuri cu pășuni sau vegetație forestieră, care asigură o protecție eficientă împotriva acțiunii factorilor de modelare externi. Pe unele suprafețe defrișate, în special în Dealurile subcarpatice externe, dar și pe cele unde suprapășunatul a fost intens, se manifestă pluviodenudarea și șiroirea. Acolo unde condițiile sunt favorabile, apar solifluxiuni și chiar mici alunecări pe suprafață de strat, superficiale. Acestea se manifestă pe unele areale de pe versanții Plaiului Pleși, dealurilor Șindrila, Măgura, Baba, Piatra Albă etc., scăzând potențialul productiv al acestor terenuri, care necesită unele lucrări de reabilitare.

4. Versanți mediu (5-15°) și puternic înclinați (peste 15°), stabili natural, cu riscuri mari la intervenții antropice. Aceste suprafețe au cea mai mare pondere, de 46%, ocupând areale extinse în sectorul montan și în Dealurile subcarpatice interne. Se găsesc și în celelalte subunități, dar într-o mai mică măsură. Sunt acoperite aproape exclusiv de păduri, pășunile și livezile deținând, pe acești versanți o pondere foarte mică (sub 5%). În momentul de față, ca urmare a protecției eficiente oferite de covorul vegetal și de intervenția redusă a omului, acești versanți sunt puțin afectați de procese geomorfologice actuale. Există, însă, unele bazine de obârșie torentiale, în special în bazinele Sărățelului, Râmnicelului, Motnăului, Săritoarea, Cătăuți și Spidele, ca și versanții nord-vestici ai Muntelui Ulmușoru, modelați intens de procese torentiale sau gravitaționale în trecutul apropiat, ca urmare a defrișări-

lor masive de la sfârșitul secolului al XIX-lea și prima jumătate a secolului al XX-lea. Ca urmare a refacerii pădurilor, ele s-au stabilizat. Potențialul morfodinamic al acestor suprafețe este ridicat, favorizat, pe lângă pantă și energia de relief, de constituția litologică (prezența rocilor friabile și plastice), existând pericolul major ca, în cazul unei exploatare neraționale (defrișări masive, suprapășunat, distrugerea livezilor), procesele geomorfologice actuale să ia o amploare foarte mare, cu grave consecințe asupra echilibrului ecologic și al potențialului de utilizare a reliefului.

5. Versanți mediu (5-15°) și puternic înclinați (peste 15°), cu stabilitate naturală redusă și riscuri mari la intervenții antropice. Dețin 20% din suprafața totală a bazinului. Aceste suprafețe se suprapun pe frunțile teraselor și versanți din toate subunitățile de relief, dar mai ales în Depresiunea subcarpatică „Între Râmnic”, Depresiunea intracolinară Dumitrești și Dealurile subcarpatice externe. Acești versanți, pe lângă declivitate și grad redus de acoperire cu vegetație, sunt sculptați în roci slab cimentate sau necimentate, friabile sau plastice. În aceste areale, pericolul pe care îl reprezintă procesele morfodinamice actuale asupra echilibrului natural este foarte mare. Frunțile de terasă, precum și abrupturile cuestice din lungul Motnăului sau din bazinele pâraielor Cătăuți, Spidele, Izvorul Pietrelor și Grebănu, ca și abruptul de racord între glacisul subcarpatic și lunca Râmnicului aval de Topliceni, sunt puternic afectate de organisme torentiale, cu influență directă asupra utilizării (foto 3).

De asemenea, alunecările de teren se fac simțite pe majoritatea suprafețelor incluse acestei categorii. Toate acestea conduc la concluzia că suprafețele respective necesită lucrări urgente de restabilire a echilibrului natural prin efectuarea de împăduriri în bazinele de recepție ale organismelor torentiale sau prin executarea unor lucrări de îmbunătățiri funciare adecvate. Asemenea lucrări au mai fost efectuate în trecut pe mari suprafețe, ceea ce a dus în timp la o refacere a potențialului productiv, însă numeroase alte suprafețe (bazi-



Foto 3. Versant puternic înclinat afectat de procese gravitaționale ca urmare a defrișării (bazinul Râmnicel)



Foto 4. Puternice procese de degradare pe versanții văii Sărățelul (Depresiunea subcarpatică „Între Râmnic”)

nele Sărățelului, Furului, Râmnicelului, Moldoveanu, Motnău, Spidele ș.a), după defrișările din prima jumătate a secolului al XX-lea nu au fost refăcute ecologic, ceea ce a dus la o puternică degradare a reliefului, consecințele acestui fenomen resimțindu-se și astăzi.

6. Versanți mediu (5-15°) și puternic înclinați (peste 15°), cu stabilitate naturală precară și riscuri foarte mari la intervenții antropice. Cu o pondere de 12%, aceste suprafețe sunt cele mai expuse degradărilor în urma intervenției antropice. Versanții



Foto 5. Curgere noroioasă în bazinul Motnăului (depresiunea intracolinară Dumitrești)

afecțati au o largă răspândire în Depresiunea subcarpatică „Între Râmnice”, Depresiunea intracolinară Dumitrești (cu deosebire în sectorul de confluență al Motnăului cu Râmnicu Sărat) și în Dealurile subcarpatice externe. Aceștia se caracterizează prin pante de peste 15° înclinare, fiind alcătuiți din roci necoezive, plastice, cu stabilitate redusă și afectați de procese geomorfologice complexe (foto 4, 5).

De asemenea, capacitatea de utilizare a terenurilor este foarte redusă, ca urmare, în principal, a intervenției necorespunzătoare a omului. Aceste suprafețe corespund în cea mai mare parte cu terenurile ocupate cu pășuni și fânețe, vegetație forestieră și mai puțin cu plante agricole. Împăduririle efectuate după 1960 au fost impuse tocmai de amploarea proceselor morfodinamice actuale (torențialitatea accentuată din lungul văilor Râmnicu Sărat în cursul mijlociu, subcarpatic, Râmnicele, Cerbului, Motnău, Cătăuți ș.a, dar și alunecările de teren ce au afectat mari suprafețe ale versanților acestor văi). Cu toate împăduririle efectuate, mari suprafețe continuă să prezinte un risc ridicat în cazul continuării

exploatărilor în scopuri agricole, indiferent de agrotehnica utilizată, ca urmare a predispoziției naturale la o dinamică accentuată (Ene, 1999).

În sectoarele afectate de modelare intensă se impun urgent lucrări de stopare a alunecărilor de teren și a curgerilor noroioase, de stabilizare a versanților, astfel existând riscul ca aceste complexe de modelare să se extindă, reducând drastic capacitatea de refacere a potențialului ecologic.

În concluzie, din analiza bonitativă a potențialului de utilizare a reliefului, se poate deduce că, la nivelul bazinului Râmnicu Sărat există un mozaic de suprafețe cu preabilitate diferită la activitățile antropice. Densitatea fragmentării, energia reliefului, expoziția și valorile pantelor au consecințe asupra evoluției formelor de relief, asupra repartizării elementelor climatice, a scurgerii apei pe versanți și asupra proceselor de modelare. Dintre procesele geomorfologice actuale, deplasările în masă și eroziunea în adâncime sunt dominante, acționând ca factori restrictivi principali în utilizarea antropică a reliefului.

BIBLIOGRAFIE

ENE M. (1999), *Evaluarea calității mediului în Subcarpații dintre Râmnicu Sărat și Putna*, An. Univ. București, XLVIII, București.

ENE M. (2001), *Dinamica reliefului bazinului Râmnicu Sărat ca rezultat al presiunii antropice*, An. Univ. București, geogr., XLXIX, București.

ENE M. (2002), *The relief's dynamic variety in the „Între Râmnice” Subcarpathian Depression*, Rev. de Geomorfologie, 3, București.

ENE M. (2002), *Dinamica versanților în sectorul subcarpatic al Râmnicului Sărat*, Lucr. Semin. geogr. „Dimitrie Cantemir”, 19-20, Iași.

POPESCU N., (1980), *Modelarea actuală a reliefului în bazinul mijlociu al Râmnicului Sărat*, AUB-Geogr., XXIX, București.

*Universitatea din București
Facultatea de Geografie
Catedra de Geomorfologie-Pedologie*

The evolution of Cape Midia's shore sector in the period 1883–2002

Ștefan CONSTANTINESCU

Key words: shore, erosion, cliff, Cape Midia, Black Sea

Evoluția sectorului de țărm Capul Midia în perioada 1883–2002. Articolul de față își propune o analiză a sectorului de țărm Capul Midia pornind de la materialele cartografice cele mai vechi (1883–1924) și până la ultimele imagini satelitare (2002). În funcție de acestea s-a realizat o etapizare a evoluției pe următoarele intervale: 1883/1924–1960, 1960–1970, 1970–1980, 1980–1989, 1989–2002. Tendința generală de evoluție este una de progradare, cu valorile maxime înregistrate în intervalul 1980–1989 (58,1 m liniari de plajă). Ritmurile pentru acest interval au fost de 6,5 m/an. Dacă până în anul 1953 acest țărm a evoluat în condiții naturale, ulterior, prin începerea construcțiilor de la portul Midia, se realizează o modificare în circulația sedimentelor din lungul țărmului, circulația fiind scurtcircuitată de prezența digurilor portuare de protecție. Analiza combinată a materialelor cartografice și satelitare s-a dovedit extrem de eficientă în trasarea evoluției pe termen lung a acestui sector. Pe viitor morfologia țărmului va fi determinată de aportul sedimentar venit din nord și de activitățile portuare extrem de intense.

General Data

The sea-cliff shore out of the Midia Cape sector spreads onto a ~7 km length, straight from the Buhaz Cape all the way to the Clisariu Cape. The Chituc shore, in the north, leaves the impression that it would place itself within the southern, harder structural unit. The individuality of the sea-cliff shore resides from the presence of four capes (Buhaz Cape, Midia Cape, Ivan Cape, Clisariu Cape) parted by three large gulfs (Fig. 1). The morphodynamic differences were imposed by the geological factor. If Cape Clisariu and Cape Ivan show at their bases Jurassic-aged deposits (Bathonian and Callovian) formed out of silicifer limestone, limestone and conglomerates, the Midia Cape is composed out of much older formations (Superior Proterozoic) of green schist. Our purpose has been that of trying to retrace the evolution of this shore, starting with the oldest cartographic documents (1883–1924) ending up with the latest satellite imagery (2003).

The Midia Harbour started being constructed in the year 1953, its protection sea walls

being extended afterwards between the years 1978 and 1980. Currently it can host ships up to 10.000 tdw (R. Cioran, 2001). The influence of the northern sea-wall is felt behind the redirection of the shore drift that steers clear of the sea-wall and deposits most of its sediments right at the entrance of the harbor.

The work technique

The Firing Plans (PT) have constituted the first cartographic document from which we have begun the sea-cliff shore's evolutionary reconstruction. For this particular unit we have used 2 maps, the only problem encountered being the fact that the northern area had been elevated between 1883–1884, and the southern area much later, around the year 1924.

All the maps have been georeferenced and subsequently exported into a projection type UTM Zone 35 N. All the satellite images have also been rectified and brought to the same UTM Zone 35 N projection. For each map or satellite image the water line has been digitized.

Map	Year of topographic elevation	Scale	Map Projection
Midia Cape nr. 5644	1883–1884 northern area 1924 southern area	1: 20000	Lambert
Năvodari nr. 5643	1924	1: 20 000	Lambert
Corbul de Sus L-35-130-C-d	1960	1:25000	Gauss-Kruger
Lacul Tașaul L-35-142-A-b	1960	1:25000	Gauss-Kruger
Corbu L-35-130-C	1970	1:50 000	Stereo 70
L-35-130-C-d	1980	1:25 000	Gauss-Kruger
L-35-142-A-b	1980	1:25 000	Gauss-Kruger

Image	Recording Date	Resolution
Landsat TM	August 1989	30 m
Landsat TM	August 1992	30 m
Landsat ETM	July 2000	15 m
ASTER LIB	March 2002	15 m
Ikonos quik look	September 2003	13 m

The region's nomenclature

The names of the capes and those of other key points have been extracted primarily out of the first map (PT), where the denomination "*Clisariu Cape*" clearly stands out for the last southern cape of the shore. Starting with the old name attributed to the Corbu Lake (Gargalic Lake), we also state that the name (Gargalic Cape) is also being used to define the same southern cape. The second cape shows up under the name of "*Dumitru Ivan's Nook*", but it is frequently utilized only in its shortened form of "*Cape Ivan*". The third cape is the only one that didn't seem to cause any linguistic problems, showing up on all cartographic documents as Cape Midia. Buhazului Ponds (Gread Pond and Middle Pond) suffer a small orientation change following the forth and also the smallest cape, carrying on naming it Cape Buhaz.

Results

The comparison of the 1924 and 1960 maps marks out the presence of uniform accumulation processes for GI, as for GII and GIII the accumulation has been set down only at the northern extremities of the gulfs, the southern

areas being affected by erosion (Fig. 2). This shore has evolved in natural conditions up until the year 1953, this year marking the beginning of the Midia Harbor's construction, materialized through its protection sea-walls. On the 1960 map, only two of these sea-walls seem to appear, the northern sea-wall sustaining itself by Cape Clisariu having a 1,5 km length and the southern one having a total of 1,2 km length. All of these arrangement projects have modified the shoreline, especially next to Cape Clisariu. Thus, we find it very difficult to percentually quantify the antropical activity in reference with the seashore's default processes. Nevertheless it is certain that after 1953 all of this seashore will strongly be antropically controlled.

The maximum accumulation rates have been recorded in GI, where the waterline has moved 115 m since 1924 to 1960. For GII these rates have been of 78 m (1924–1960). The most intense waterline retractions have occurred in GIII: 180 m (1924–1960). Based on these rates we have calculated the accumulation rhythms: 3,2 m/year in GI and 0,4 m/year in GII. It would be incorrect to report



Fig. 1. The nomenclature utilized for survey

for GIII a retraction (in S5) of 5 m/year rhythms, because of the fact that all these changes have occurred due to harbour construction works. Here we have exemplified one of the disadvantages of comparative map analysis, whenever major changes might occur at short periods of time, and their causes being far from natural (Fig. 3, Tab. 1).

Starting with the waterline from 1924 the accumulation/erosion rates have been calculated for each individual map or image. A number of 19 marker points have been established, for which separate measurements were conducted. The final result took the form of the upper graph, in which the distances (km) are marked on the horizontal, this line actually representing the shoreline in 1924 (Tab. 2, Fig. 4).

The vertical marker 0/0 indicates Cape Buhaz, and the 0/6,5 marker indicates the northern sector of Cape Clisargiu. In comparison with the latter, we can observe a general accumulation tendency, with the exception of the southern sector (Cape Clisargiu) which has been affected by the Midia Harbor arrangement works. On the 1989 satellite image we

can observe the emergence of a new sea-wall, at north of Cape Clisargiu, having NNW–SSE orientation, and a 635 m length. In order to have an average value of the advancement/retreatment rate, the calculation of this parameter for each single interval has been done, with the following table as output:

The most intense accumulation rhythms took place between 1980–1989 period, when in GI the values have reached 11.2 mm/year (Fig. 5). As for GIII the emergence of the new sea-wall has determined the reach of the 12.1 mm/year value. The calculations for these average rhythm values, for each single interval have led to the following results:

That which strikes the most is the behavioral resemblance between GI and GIII for the 1924–2002 interval. The accumulated surfaces are almost equal: 36.4 ha for GI and 36.2 ha for GIII, while for GII the accumulated surface consists in half of the previous ones (18.4 ha). A general expansion of 91.1 ha has been recorded for all the 78 years.

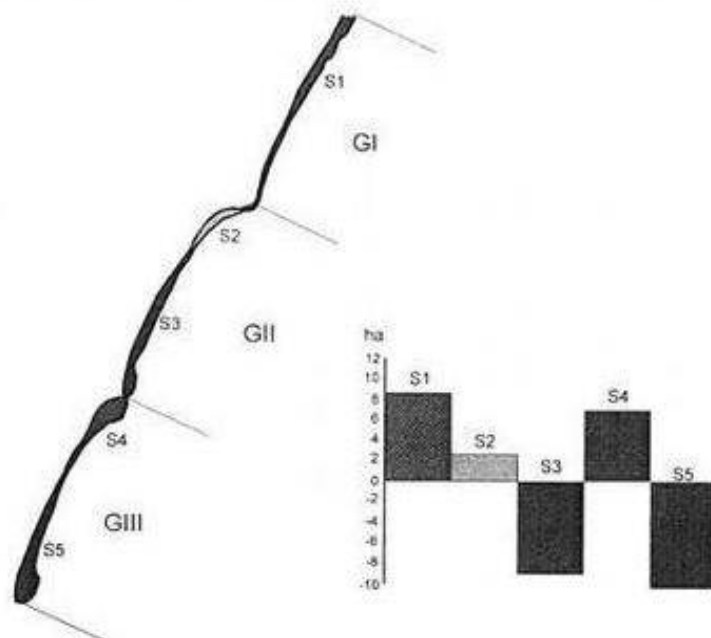


Fig. 2. The Surface difference (ha) between the water line in 1924 and 1960

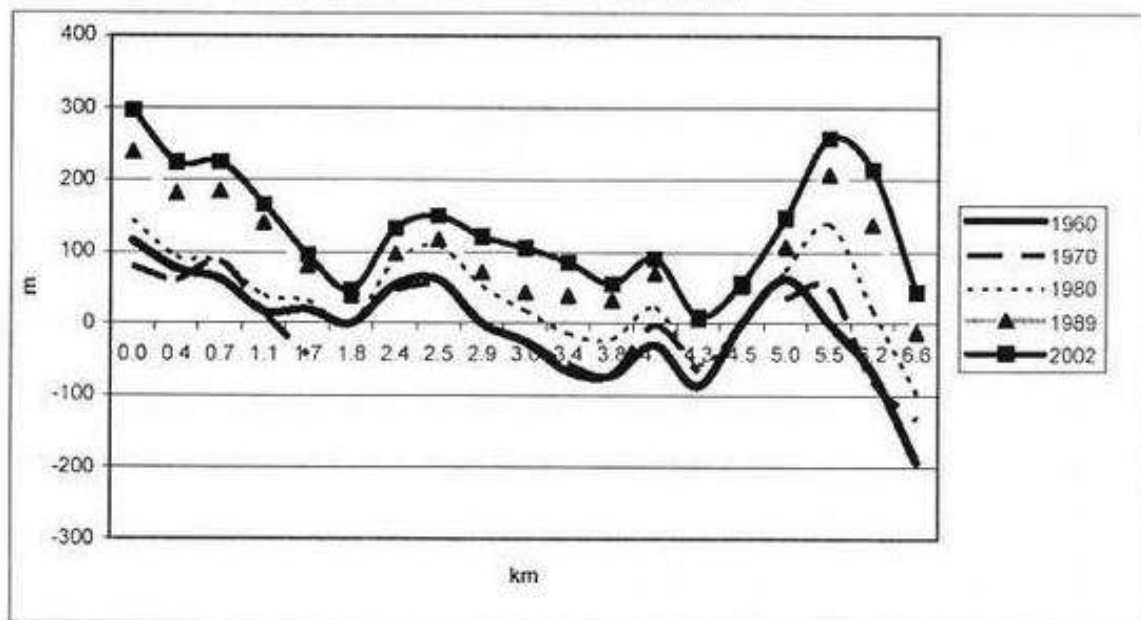


Fig. 3. Modification of the shoreline inside the 1924-2002 interval.

Interval	1924-1960	1960-1970	1970-1980	1980-1989	1989-2002
Distanța (m)	-4,0	2,1	45,1	58,1	36,4

Tab.1. the values represent linear shoreline meters gained/given at each interval. The highest values belong to the 1980-1989 interval the only negative value being recorded between 1924-1960.

Conclusions

The Midia shore has evolved in a natural regime up until the year 1953. From this moment on a natural regime of sedimentary circulation is out of the question. The combined cartographic and satellite material analysis has proved to

be extremely efficient in this sector's long term evolutionary tracing. In the future, shoreline morphology will be determined by the northern sedimentary additions and by the extremely intense harbors activities.

Interval	1924–1960	1960–1970	1970–1980	1980–1989	1989–2002
Ritmuri medii (m/an)	-0,1	0,2	4,0	6,5	2,8

Tab. 2. The accumulation/erosion average rhythm rates for the Cape Midia shoreline (m/year)

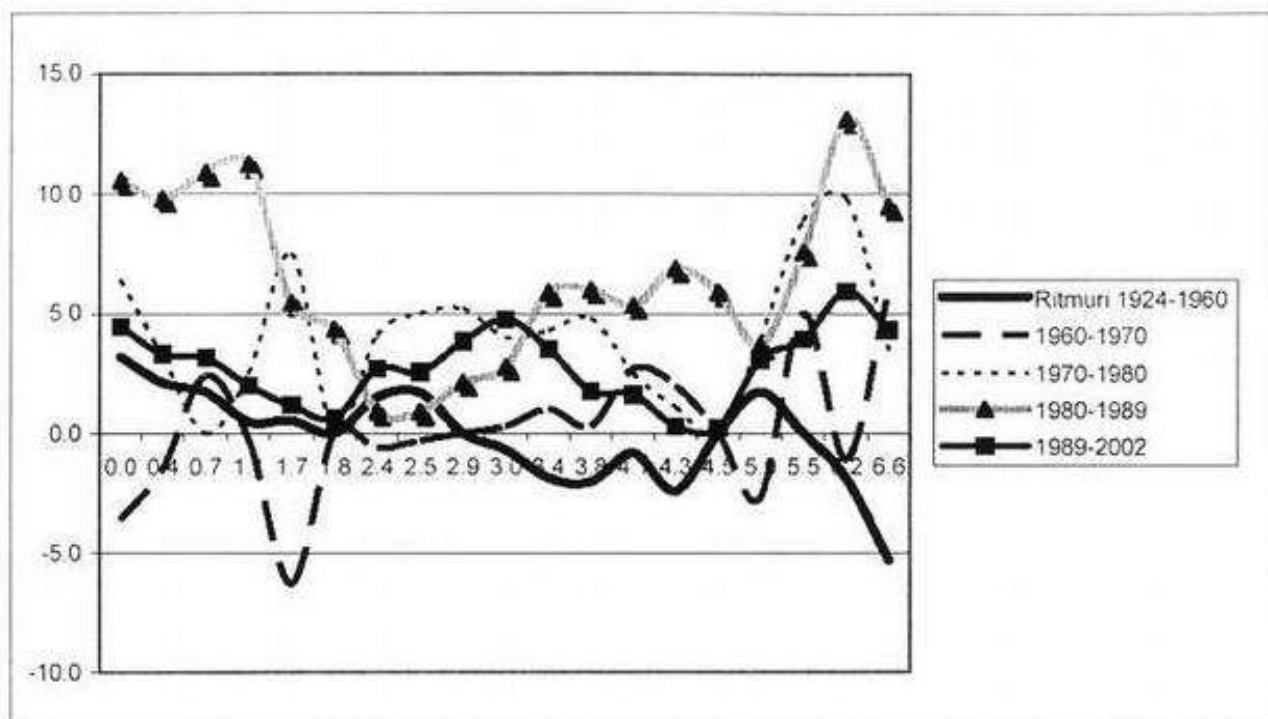


Fig. 4. The accumulation/erosion rhythm rates for the Cape Midia shoreline (m/year)

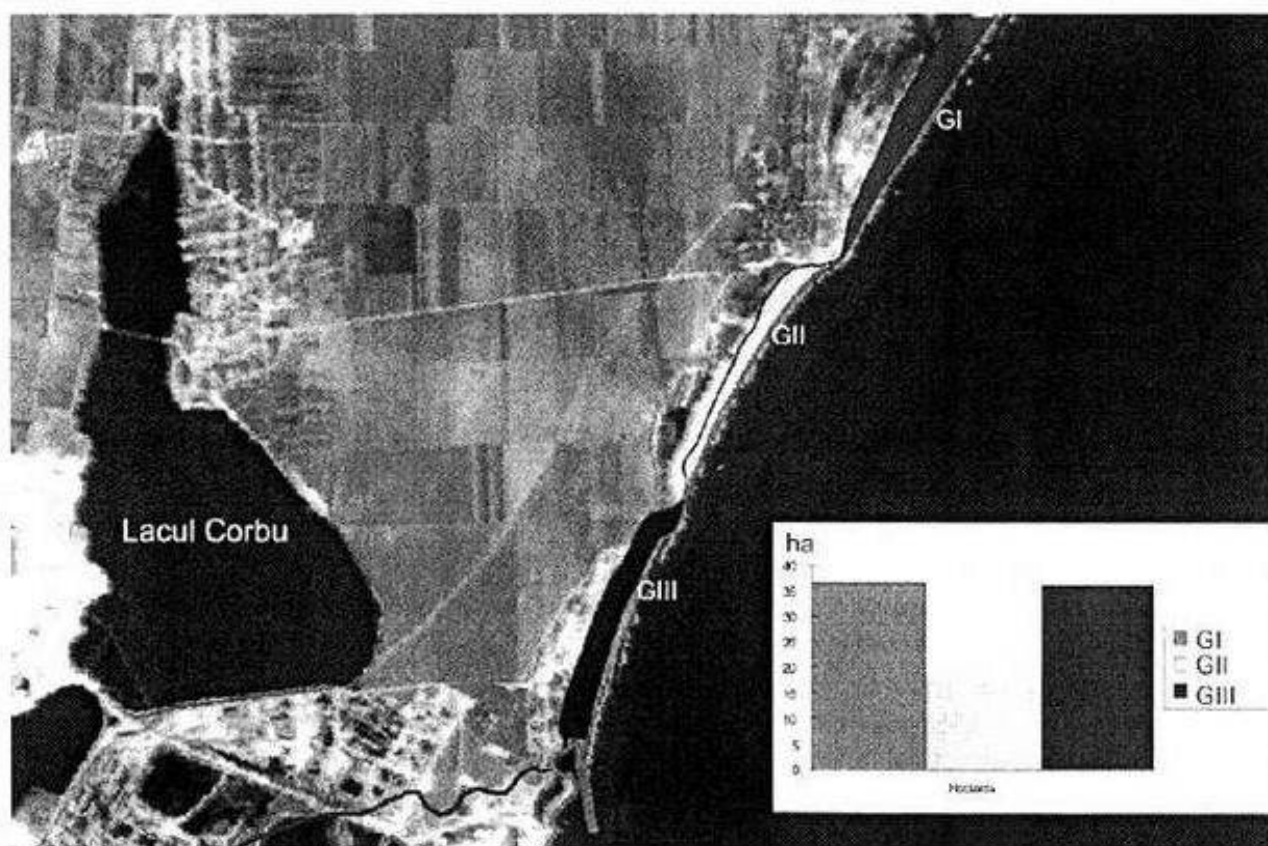


Fig. 5. The accumulated surfaces for the 1924–2002 interval

Acknowledgements

The author wants to thank the professors Mihai Ielenicz and Emil Vespermeanu for their given logistic support. The guidance of teacher Constantin Nitu, as too for a part of the bibliographic material provided, have greatly eased my demarche. This article

couldn't have been completed without the support from colleague Vasile Craciunescu, to which I am greatly obliged. Also I would like to thank the partners from the Coastal Research Center for Environment Protection: Alfred Vespermeanu-Stroe, Luminița Preoteasa, Ionuț Ovejanu and Florin Filip. Their suggestions have always proven to be helpful.

REFERENCES

- AZAB, M.A., NOOR, A., (2003) *Change Detection of the North Sinai Coast by Using Remote Sensing and Geographic Information System*, Environment Conference 2003
- BIRD, E.C.F., (1976), *Coasts*, 2nd ed., Australian National University Press, Canberra
- BIRD, E.C.F., (1984), *Coasts: an introduction to coastal geomorphology*. Third edition, Blackwell, Oxford.
- GUILCHER A., (1958), *Coastal and submarine morphology*., London
- HILLS, E.S., (1949), *Shore platforms*. Geological Magazine, 86, 137-52.
- HILLS, E.S., (1972), *Shore platforms and wave ramps*. Geological Magazine, 109, 81-8
- JOHNSON, D.W., (1919), *Shore Processes and Shoreline Development*, Hafner, New York
- KING, C.A.M., (1972), *Beaches and Coasts*, 2nd edn, Edward Arnold, London
- KOMAR, P.D., (1976), *Beach processes and erosion-an introduction*, in P.D.Komar, CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion, CRC Press, Boca Raton, Florida
- SCHWARTZ, M., (1982), *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*, Hutchinson Publ. Comp. Pennsylvania
- SUNAMURA T., (1992), *Geomorphology of Rocky Coasts*, John Wiley & Sons Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore
- TRENHAILE, A. 1980. *Shore platforms: a neglected coastal feature?*, Progress in Physical Geography, 4, Arnold; pp. 1-23
- TRENHAILE, A., 1987. *Geomorphology of Rock Coasts*. Clarendon Press, Oxford; 384p.
- TRENHAILE, A., LAYZELL, M. 1981. *Shore platform morphology and the tidal duration factor*. Trans. Inst. Br. Geogr., N.S., 6; pp. 82-102.
- TRENHAILE, A., (2002), *Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms*, Geomorphology, 48, 7-22
- VESPREMEANU E. (1987), *Probleme de Geomorfologie Marină*, Ed. Universității București
- VESPREMEANU E. (1989), *Progrese în cunoașterea reliefului litoral și submarin cu privire specială asupra bazinului Mării Negre*, Terra XLI, p.23-31
- ZENKOVICH, V.P. (1967): *Processes of Coastal Development*. Oliver & Boyd, London
- *** Department of The Army, U.S. Army Corps of Engineers, *Coastal Engineering Manual*, Erosion, (1998), *Transport and Depositon of Cohesive Sediment*, part III, chapter 5.
- ***C-CAP (Coastal Change Analysis Program), <http://www.cop.noaa.gov/Historical/ccap.html>

Recent investigations regarding the beach-dune interactions on a microtidal coast in a temperate dry climate, Sfântu Gheorghe, Danube Delta Coast

Luminița PREOTEASA, Alfred VESPREMEANU-STROE

Keywords: Beach-dune morphodynamics; Aeolian sand transport; Microtidal beaches; Temperate dry climate; Danube Delta

Based on the measurement of beach-dune seasonal elevation changes from 1997-2004 period, coupled with a 16-months detailed surveying (DEM's) in two coastal polygons and more sand transport measurements over beach and foredune, this paper deals with the maritime & aeolian processes and accretion-erosion events trying to find the main features of beach-dune morphodynamics from study area. The morphological behavior of dune-beach system was analyzed depending on shoreline evolution and correlated with nearshore morphology. Medium-term trends (years) and seasonal cycles of sediment transport are estimated from analyses of the wind and topographical time series. For this 7-year interval, we identified a uniform rate of sand accumulation in foredune sector ($4\text{--}5\text{ m}^3/\text{m}/\text{year}$) both for the stable coasts and for progradating shoreline sectors, while the subaerial beach volume experiences dramatically biennial changes. The multiannual beach width-volume correlation is logarithmic in the case of stable shoreline sectors and a linear regression for the coasts with progradating behavior. The pattern of erosion and deposition emerged from topographical surveys, in good agreement with the sand transport measurements, prove the presence of a vigorous sand flux which remains quite high over the foredune area even if at sensible smaller rates (25-60%) than on the beach surface. This high sand flux is due to specific climatic and biotic conditions (low precipitation amount, sparse vegetation cover) and facilitates the preservation of a general foredune morphology which gently sloping seaward.

1. Introduction

Traditionally, the beaches that generally are hydrodynamic controlled and the wind-dominated coastal dunes have been thought as distinct and separated systems. In the last decades the accent was shifted on the beach-dune interaction (Short and Hesp, 1982; Pye, 1983; Psuty, 1988; Sherman and Bauer, 1993; Sherman and Lyons, 1994) being recognized the fact that the two environments have often a correlated morphodynamics with strong coupled sedimentary fluxes. It's registering also a general trend toward a more complex approach of beach-foredune interactions.

Thus, the first studies upon the foredune behavior related to shoreline changes (Vellinga, 1982) resulted into a model of onshore-offshore sediment exchange within a beach/foredune system without a spatial shifting of the entire profile. Researches performed by Stephenson

(1978) and Fisher (1984) pointed to a landward migration of the foredunes as the shoreline is migrating inland and a periodical alongshore change of the foredunes. Further, new attempts have been made for a quantitative assessment of the alongshore changes of the foredunes (Psuty et al., 1988). The approach of foredune development from the sediment budget changes point of view within different climates is largely represented in the recent literature (Hesp, 1988, 2002; Goldsmith, 1990, Psuty, 1992, 1993; Arens, 1996b; Hellemaa, 1998).

Using this perspective, accompanied by many other distinct investigations on different controlling factors behavior and influence on beach and/or foredune development Sherman and Bauer (1993) contrived a theoretical model of beach-dune system integrated dynamics across several time and space scales.

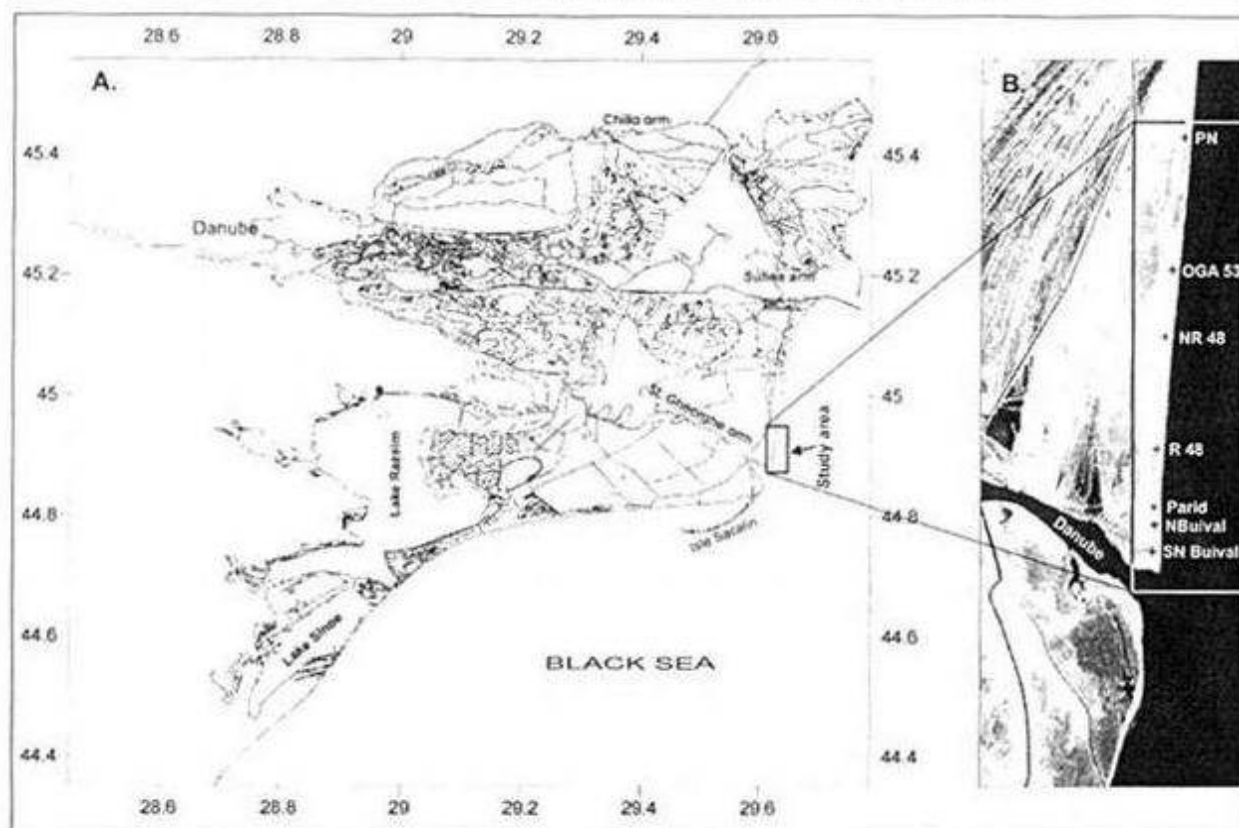


Fig. 1. Location of study area: A) Position of Sfântu Gheorghe beach in the frame of Danube Delta Coast; B) The benchmark network on the Sfântu Gheorghe drew up on a satellitary image - may 2002.

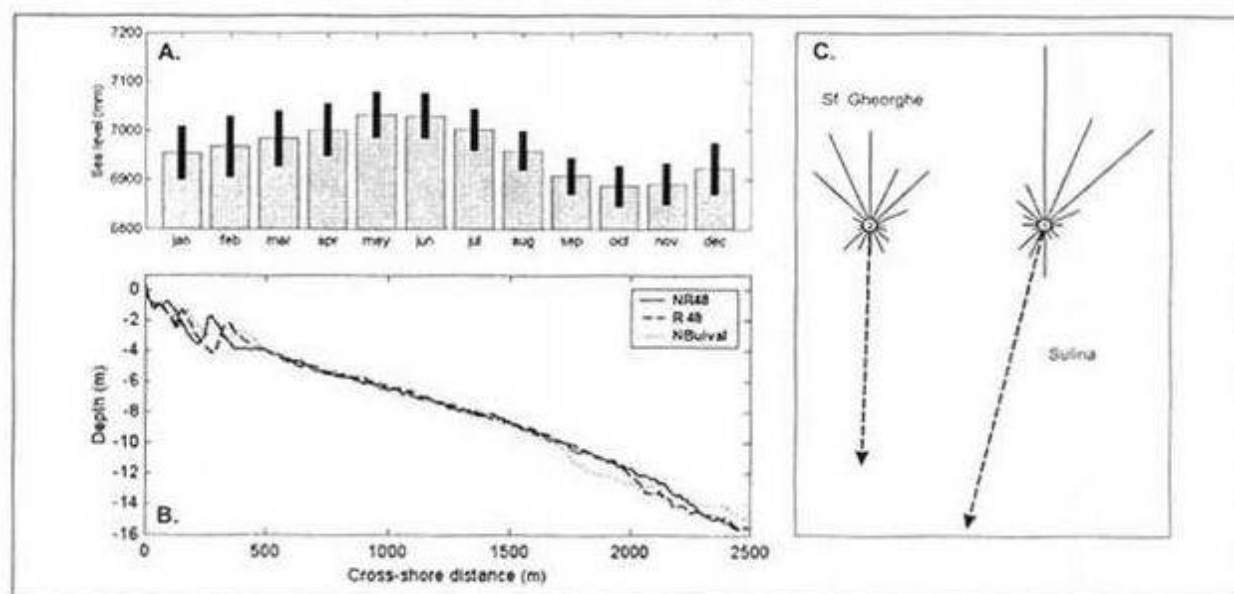


Fig. 2. The main factors which control the beach-dune system evolution: A) Monthly sea level oscillations (gray columns) and standard deviation (overimposed black lines) computed as multiannual averages at Constanta station gauge; B) Submerged topography of the study area;

C) Sand roses drawn for Sfântu Gheorghe and Sulina meteorological stations. The number from the inner circle represents the multiplying coefficient of the vector lengths so that to obtain a better comparative graphical representation.

Given the protective role played by the foredunes against the sea surge invasion over the land, a challenging purpose of the coastal

scientist at the moment is to sketch a comprehensible model of foredune-beach interaction based upon reliable field prelevated data.

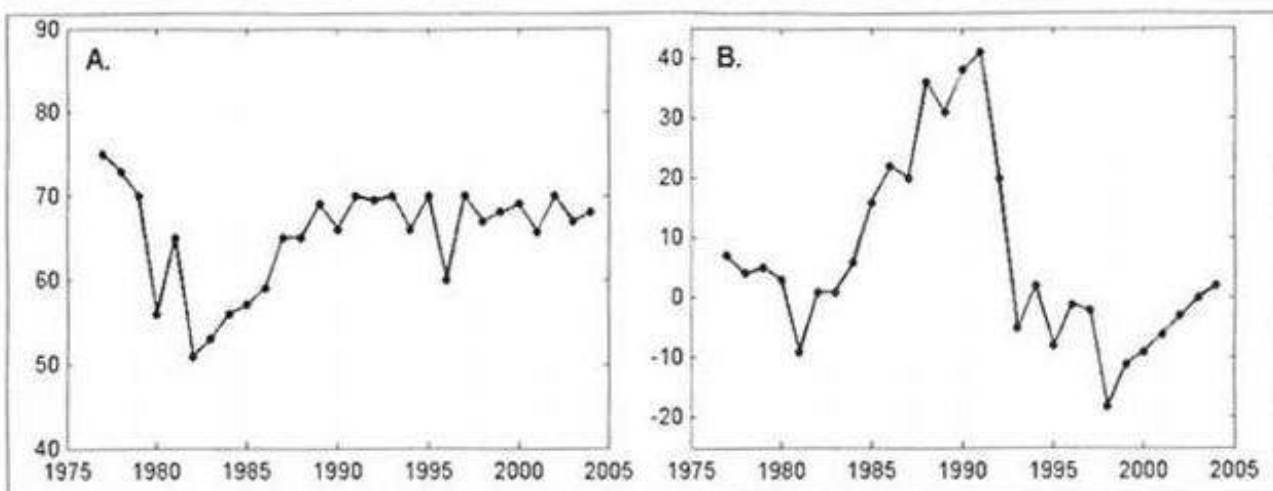


Fig. 3. The shoreline evolution at R48 (A) and Parid benchmarks (B); data from Sf. Gheorghe Marine and Fluvial Research Station Archive

Predictive models of foredune growth must rely on accurate studies of each component involved in their evolution. It is also necessary to strictly delineate the spatial and temporal limits of aeolian sand flux in the coastal areas.

Our investigation of the beach-dune system functionality consisted in detailed researches upon each component agent as well as their integrated action in the development of each process and the resulted morphology. Therefore, our researches focused both on the interconnected beach-foredune dynamics and on individual foredune development.

The most part of the coastal dune studies deals with foredune morphodynamics in humid temperate climate with many similarities of vegetation cover from a coast to another and, moreover, exhibiting slightly different trends in a long-term dynamics which generally agree with the elaborated foredune evolutionary models (Hesp, 1988; Psuty, 1988; Sherman and Bauer, 1993; Hesp, 2002).

The aim of our measurements was to obtain a reliable data set which could get near the understanding of the coastal dunes behavior in relation with the proximal subaerial beach in a temperate dry climate environment and a microtidal, dissipative beach with medium wave energy. This paper describes the measurements and the experiments performed, trying to highlight the particularities of beach-foredune system development and morpholo-

gy in relation with the specific nature of the northwest Black Sea coast.

2. Study area

Sfântu Gheorghe is a 5-km-long sandy beach stretched northward of Sfântu Gheorghe Danube's arm mouth, in the central part of the Danube Delta Coast (Fig. 1). Sf. Gheorghe beach represents the southern half of the Saraturile beach ridge plain's coast formed largely during late-Holocene when Sf. Gheorghe deltaic lobe developed despite of the Sulina lobe decrease (Vălsan, 1936; Giosan et al., 2004). During the XIX century and the first half of the XX century, when the largest part of the Danube Delta coast was subject to strong erosion processes, the Sfântu Gheorghe beach prograded continuously leaving behind a dune field which gradually transformed into a deflation plain. In the last 40 years the shoreline of this sector stabilized (Fig. 3) and the beach-dune system reached a dynamic equilibrium state experiencing both erosion and accumulation stages (Vespremeanu et al., 2004).

The aspect of the Sfântu Gheorghe beach is 96°, so the prevalent northern winds blow parallel with the shoreline. Due to the presence of a sparse vegetation cover, the foredune have modest heights (2.5 – 3 m) and a very gentle seaward slope (3°) which experience high rates of sand fluxes. Subaerial

beaches which front the foredunes have a seasonally controlled morphometry displaying 20-30 m width at the beginning of the spring and respectively 40-60 m width at the end of the summer and during the autumn.

Submerge relief of the Sfântu Gheorghe beach displays a slightly convex cross-shore profile, with a very similar offshore zone morphology in alongshore, but different in the nearshore zone (400 m wide) where the triple-barred beach exhibits a seaward deviation of the bars from north to the south in the tendency of joining to Danube mouth bar (Fig. 2B). In general, the barred beach has a dissipative hydrodynamic regime (Vespremeanu-Stroe, 2004a) which offers an efficient protection of the beach-dune system against the storm wave attack.

Marine environment is characterized by imperceptible tides with a maximum tidal range of 0.12 m at spring tide (Bondar et al., 1973), a medium-wave energy environment where the significant wave height is 0.9 m and a vigorous longshore current circulation which transports three times more sediment southward than in a reverse direction. The frequent northeasterly waves result in about 1 million $\text{m}^3 \text{y}^{-1}$ net longshore sediment transport (Giosan et al., 1999; Vespremeanu-Stroe, 2004b). The monthly and seasonal sea level oscillations (Fig. 2A) are dependent on the Danube's discharge and encourage the depositional processes in the late summer-autumn period as well as the erosional ones during the winter and spring.

Climate is typically temperate continental with dry nuances, Danube Delta coast being the most dry romanian region with a mean annual rainfall of 345 mm and raised temperatures during the summer (the mean for july-august is 21.8 °C) which promote high rates of the evapo-transpiration (Stoenescu, 1965). In concordance with the Peguy climogramme the summer months (june-august) and mid-fall (october) are considered arid months (Peguy, 1961).

The beach is exposed to winds of all directions, although northerlies clear dominate. Thus, from all the strong winds, which are

able to rework the sand deposits, those from the north sector (ENE-VNV) mobilize 73.2%. Wind climate in which this beach-dune system evolves is a macroenergetical one, with 75,2 vu (vector units), according to Bullard's adjustments (Bullard, 1997) to Fryberger classification (Fryberger, 1978, 1979). Concerning the directional variability of the strong winds, that's quite reduced, encouraging the resultant aeolian drift on a certain direction generally southward oriented: 197° at Sulina and 182.4° at Sfântu Gheorghe meteo stations (Fig. 2C). Cardinal distribution of the potential drift fits to acute bimodal class. Analysis of the monthly distribution of the aeolian drift highlights the existence of two morphodynamic seasons: the cold active season, october – april, with high rates of transport (83 % from all the sand reworked during a year) and the warm moderate season, may-september (Preoteasa and Vespremeanu-Stroe, 2004).

Foredune vegetation spectrum never encountered wooden species till 1971 when the establishment of a experimental forestry inland of the Saraturile beach ridge plain lead to the appearance of the underbrush (*Hippophae rhamnoides*) in the back-dune (Traci et al., 1988). The dune crest and the foredune seaward slope are covered just by grassy vegetation, dominant being the sandy thistle (*Eryngium maritimum*), *Salsola kali*, *Spergularia maritima* and sandy bindweed (*Convolvulus persicus*), all of them having a small sand trapping efficiency. The only grassy species which enables the rapid growth of a dune is *Elymus sabulosus* which is pretty rare as it prefers low surfaces with high carbonate concentrations.

3. Methodology

3.1. Topographic surveys. The beach-dune system morphodynamics was monitored mainly through accurate topographical surveys (± 0.2 cm elevation) as individual cross-shore profiles (2D) and surface monitoring (3D) as digital elevation models (DEM) per-

formed with a total station. All the measurements were reported to the existing benchmark network along the study area which consists in 6 benchmarks (Fig. 1B). For five of them our measurements cover december 1997 – august 2004 interval, while PN landmark was involved in our measurements starting with february 2000. Measurements were made at roughly 3-4 months intervals, excepting the winter 2003 when the rough weather compromised a field campaign, inducing a 8-months data hiatus (august 2002 – april 2003). Every topographical transect followed an initial established alignment. The study of beach-dune geomorphic system consisted in iterative level surveys performed both on micro- (meters to tens of meters) and meso- (tens of meters to hundreds and thousands of meters) spatial scale. In order to obtain a more accurate insight into the foredunes spatial and temporal dynamics, and further to derive patterns of local erosion and/or deposition within the system, the topographic surveillance was undertaken both as individual profiles and as multiple transverse profiles with intermediate points in order to obtain the digital terrain models over two previously established areas. The two DEM's were started in April 2003 and surveyed with the same frequency as the ordinary cross-shore profiles but due to the short time elapsed meanwhile only some preliminary results will be presented here. One of them is located at NR48 benchmark and develops 200 m alongshore consisting in nine cross-shore profiles 25-m spaced while the other one is placed at R 48 benchmark being much more detailed. The R 48 DEM is mainly derived from 9 cross-shore profiles 5-m spaced using a detailed surveying technique (Arens, 1997) at which are added every time 100-150 intermediate survey points, resulting in a total of about 500 survey points. For both DEM's we used triangulation with linear interpolation methods (Golden Software's Surfer) and choosed the grid cell size depending on the results of the comparative analysis of the

residuals error (Andrews et al., 2002). A 1-m grid cell size resulted to be the optimum size for the data point density obtained from the field surveys at R 48 DEM. During surveying, heights were recorded at about 2 m intervals in the foredune and 4 m on the planar beach and at obvious changes in micro-morphology. From all these topographic surveys we derived the morphographical and morphometrical changes and expressed them in a sweep zonation and volume changes within the study period.

The bathymetric surveys were performed with the echo sounder (± 5 cm depth precision) for depths greater than 1 meter which were accompanied by direct topographic measurements for depths less than 1 meter.

To be able to obtain a valid spatial classification of the coastal sector behavior, the morphodynamics of the Sulina – Sf. Gheorghe intertributary shore for the last 7 years was compared with that recorded for the last 40 years (Vespremeanu et al., 2004) which implied a shoreline evolution comparative study on the maps, aerophotograms and satellite images.

3.2. Aeolian sand transport measurements. In our study we were interested to compute the aeolian sand fluxes simultaneously on the bare beach and in the foredune. During an onshore storm a wind mast with four cup-anemometers mounted at 0.5, 1.05, 2.05 and 3.75 m elevation and a wind vane at 2.05 m was erected. The instruments were sampled at 1-s intervals and the statistical data output (minimum, maximum, mean, standard deviation) over 3-s intervals was used in the analysis. The sedimentary fluxes were estimated using five cylindrical sand traps burried into the sand. Trapped sand was dried and the resultant weight was converted to a rate of transport in units of $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ taking into account the sand trap diameter. Moisture content was determined from additional sand samples collected from the upper surface (< 5 mm) which have been weighed, oven-dried and then re-weighed (Sherman

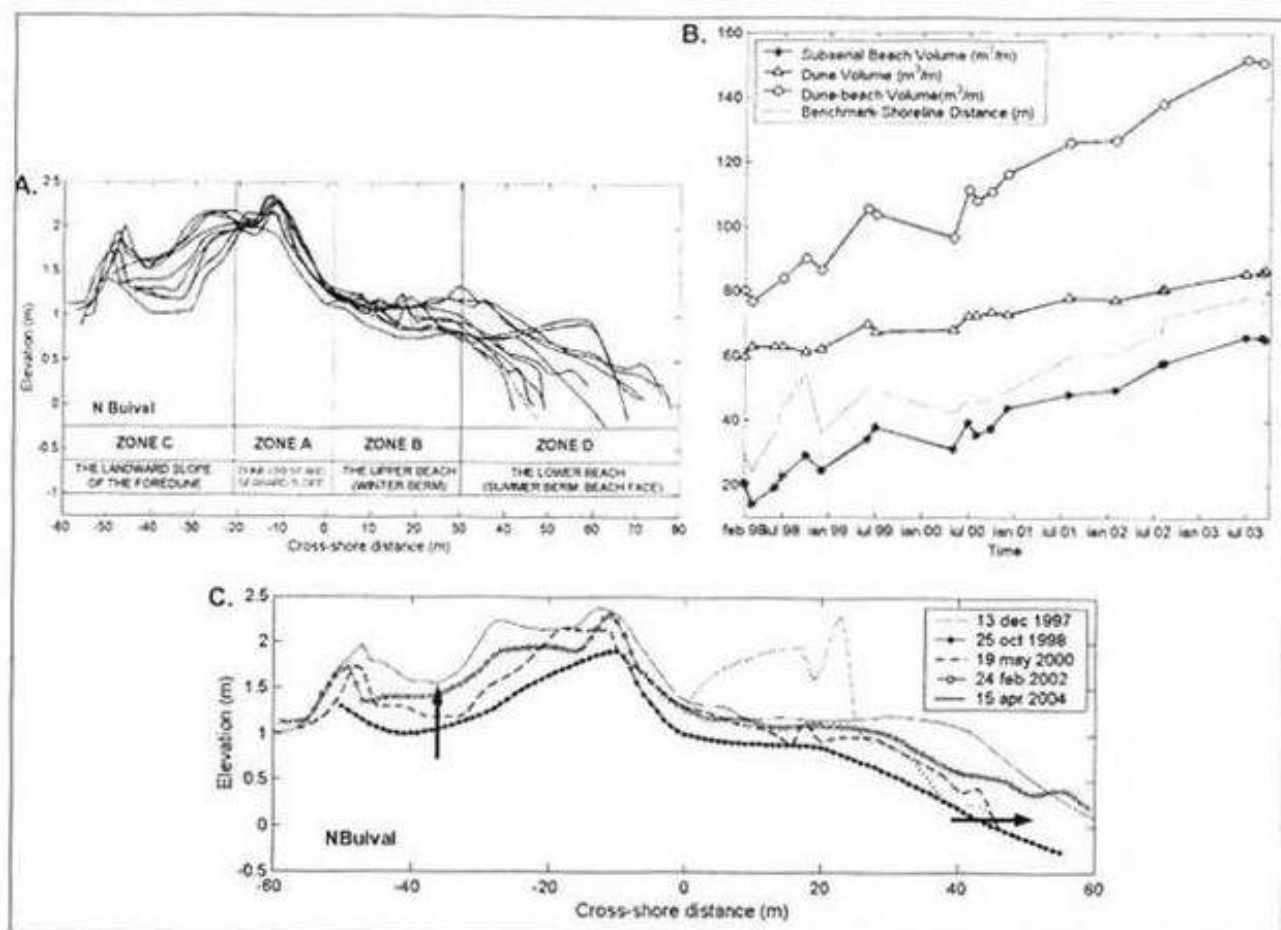


Fig. 4. Beach-dune morphodynamics at NBulval benchmark: A) Sweep zone. The classification from A to D represents different degree of morphodynamics intensity from the most stable (A Zone) to the most dynamic (D Zone); B) The computed subaerial beach, foredune and beach-dune volume and shoreline oscillations; C) Cross-shore profiles showing the general evolutionary trend.

and Hotta, 1990).

3.3. Meteorological and water level data.

Wind regime was analyzed using Fryberger technique (Fryberger, 1979). The hourly mean wind speed and direction data measured at a height of 10 m were obtained from Sulina and Sfântu Gheorghe meteorological stations covering the 1991-2000 interval. Wind frequencies were recorded for sectors of 22.5° . Although in this paper we are interested just in Sfântu Gheorghe beach, the data from Sulina meteo station are very important because its position gives us a good idea regarding the beach microclimate. Reported to the shoreline Sulina station is placed 3.2 km seaward, on the Danube jetties, while Sfântu Gheorghe station is placed 1.5 km inland, this situation explaining thus the important differences of the wind data from the two stations (fig. 2C).

Daily water level data were obtained from

the Regia Apele Române for the Sfântu Gheorghe Danube's arm mouth and were processed in order to find the intervals when the beach could be entirely flooded.

4. Results

4.1. Longshore and cross-shore foredune dynamics.

In conditions of an average net southward longshore sediment transport of 1 million $\text{m}^3 \text{y}^{-1}$ (Giosan et al., 1999; Vespremeanu-Stroe, 2004b) which is prevalent on the Sfântu Gheorghe beach, the foredunes display a sequential alongshore distribution related to both the nearshore and sub-aerial sedimentary fluxes.

Dune location close by the Danube's arm mouth emphasizes the major importance of the sediment source for their development. Characteristic for the studied area is the co-existence over a short distance of many dunes morphotypes and different patterns of evolu-

tion. Dune distribution in the field, generally discussed in connection with the beach state and sediment budget, could be epitomized as follows: i) a very dynamic dune belt stretching over 1 km northward of Sfântu Gheorghe arm mouth between Cape Buival and Parid benchmark, consisting in remnant knobs, wash over fans deposits, embryo dunes and reworked sand around the remnant knobs, ii) a stable sector stretching over the next 3 km northward whose general configuration exhibits a vigorous, unitary and harmonious foredune belt and iii) the northern end of the studied area where the erosional processes prevail. The last above discussed sector extends 2.5 km outside of Sfântu Gheorghe shore limits (Vespremeanu-Stroe and Constantinescu, 2000; Stănică, 2003), but the reason of this more spatial extensive investigation explains itself the necessity of the Sfântu Gheorghe shore morphology and evolution contextualization in the frame of the entire coast with foredunes.

4.1.1. Cape Buival – Parid sector. The investigation of the specific morphology of this sector was performed at the SN Buival, NBuival (located 800m N of Sf. Gheorghe arm mouth) and Parid benchmarks (Fig.1). The distinctive feature of this sector is a greater dynamics of the shoreline position in comparison with the other parts of the Sfântu Gheorghe beach, reflected in the great magnitude of the storm impact for the entire beach-dune system and the rapidity of the post-stormic reconstruction of the system. The morphometrical characteristics of the dunes here are represented by 2.5 m height, width of 50m and an average volume of the dunes of $75 \text{ m}^3/\text{m}$ (Fig. 4B, 4C). Chronologically, two phases delineated by the great storm which occurred in January 1998 have been distinguished.

On december 13, 1997 the beach-dune profile shows a very close position of the foredunes by the sea (Fig. 4C). This fact was mainly anthropical imposed and is due to the Sfântu Gheorghe meanders rectification for

navigation reasons performed in 1984 – 1991 interval (Popa, 1997). As a result, in that period the river has supplied a larger volume of sediments to the mouth area, leading to the proximal beach and foredune belt progradation (Fig. 3B). Thus, Cape Buival - Parid sector has advanced seaward about 30-40m. Afterwards, the sedimentary volume carried by the Danube's arm diminished progressively, so that after 1995 the erosional processes extended to the entire sector and as a consequence in 1995-1998 period a long scarp dominated the seaward flank of the foredune ($h = 1-1.5\text{m}$). The december 1995 and mostly january 1998 storm waves discontinuous overwashed the dunes and redeposited the sand on a backward position as washover fans. Where the vegetation cover was more dense, the sand mentained as remnant knobs. After the january 1998 storm the sand stored within the washover fans was wind reworked and a new foredune belt was rebuilt on a backward position and the beach continued to get widther. Post-stormic period carried on with an ample process of shore reconstruction developed by marine depositional processes associated with aeolian reworking resulting into the complete restauration of the beach units; the winter berm begun to be overwhelmed by incipient sand accumulations initiated around *Salsola kali* shrubs. As a result of all topographical profiles analysis it was found that continous depositional processes occurred and the dune surface subsequently heightened with about 0.4 – 1 m (Fig. 4C). An interesting aspect is given by the impressive aeolian sand volume acumulated at great distance from the medium position of the water limit (the medium distance between the sea water line and the new formed foredune is about 70m). The new formed foredune position is about 40m backward from the ancient one destroyed by the storm wave in January 1998 (Fig. 4C). We can relate all these changes with the lack of any major storm event after January 1998.

The global volume changes along the entire

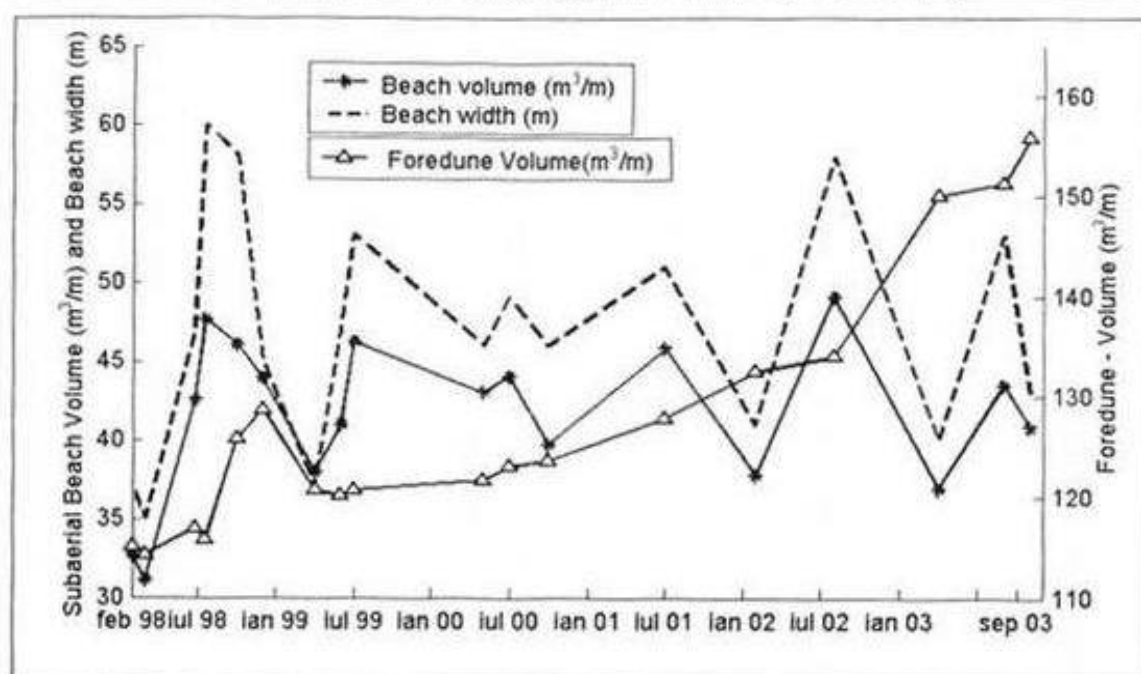


Fig. 5. The computed beach volume, beach width and foredunes volume. Note the interconnection between beach volume and beach width and the independent development of the foredune.

emerged Cape Buival - Parid shore sector are related to the progradational trend of the shoreline. Otherwise, it is the only sector from the study area where for a medium post-storm period (6 years) the beaches manifested a slow but constant progradational tendency, presently displaying the greatest widths of 45-60m. The total sand volume deposited in this sector between February 1998 and September 2003, comprising both foredune and subaerial beach, is about 70 m³/m of beach width where as just in the foredune are stocked 20-30m³/m. The beach volume experienced a rise at different rhythms unlike the foredunes volume which maintained a constant accumulative rate of 4-5m³/m/year (Fig. 4B). The multiannually medium rate of beach volume growth between 1998-2004 is about 7.94m³/m.

In the frame of the sweep zone we operated a cross-shore classification (zonation) of the transverse sectors depending on the morphodynamics intensity: Zone A – the most stable transverse unit of the cross-shore profile; Zone B-moderate dynamics; Zone C- strong dynamics; Zone D- the most intensive dynamic sector.

The central and the landward part of the

new foredune belt (Zone C) are the object of the depositional processes with an intensity higher than those from the seaward face or from the high beach (Zone B) (Fig. 4A). This zonation is different to that specific to the other parts of Sfântu Gheorghe coast as a result of a different morphodynamics. It is remarkable in this sector the unidirectionality of the processes after the January 1998 storm, expressed as a steady growth of the foredunes enabled by the wide beach which is conducive for a large fetch sector. This time the marine and eolian depositional processes play the first role in the overall sector dynamics instead of seasonal changes.

4.1.2. Parid – OGA 53 sector. On the central and northern part of the Sfântu Gheorghe beach (1-5km north of Sfântu Gheorghe arm mouth; Fig. 1) the corresponding foredune are the most compact and well consolidated from the entire Sărăturile beach ridge plain's coast due to the efficient protection conferred by its position in the frame of interdistributary Sulina - Sfântu Gheorghe shore, southward of deltaic and sandy barriers which represents the source of sedimentary deliverance to the dominant southward orientated longshore drift. This position promoted the great extension of the beach, a very well consolidated

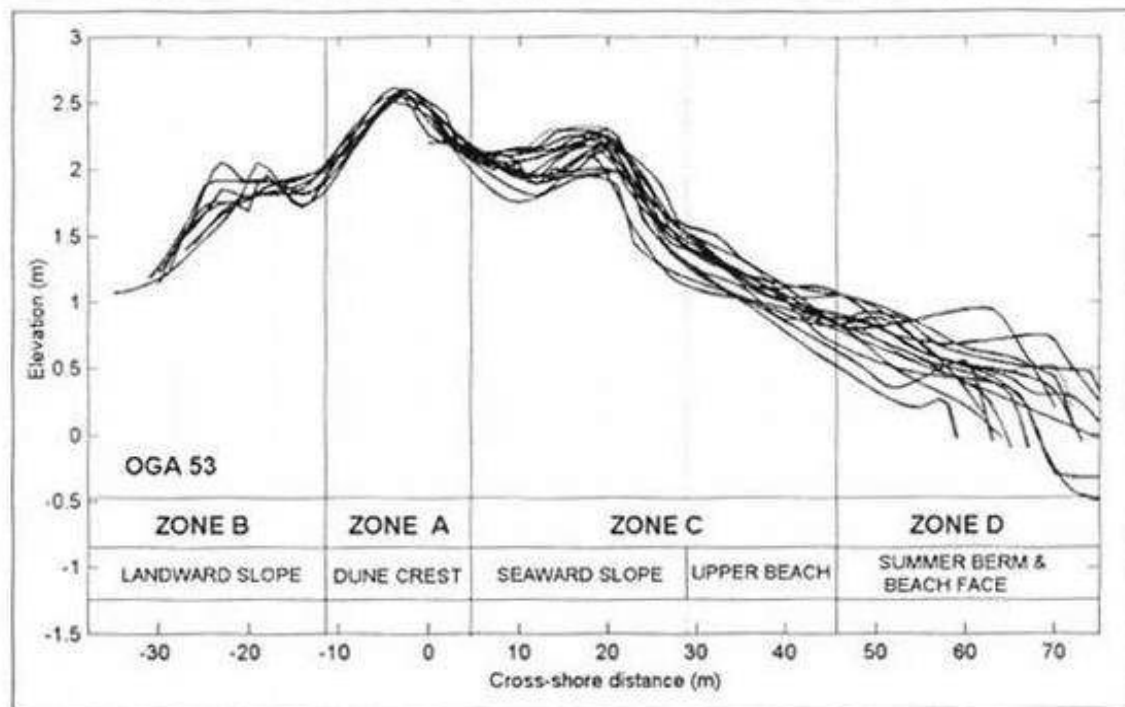


Fig. 6. Sweep zone and the morphodynamic zonation at OGA 53 benchmark.

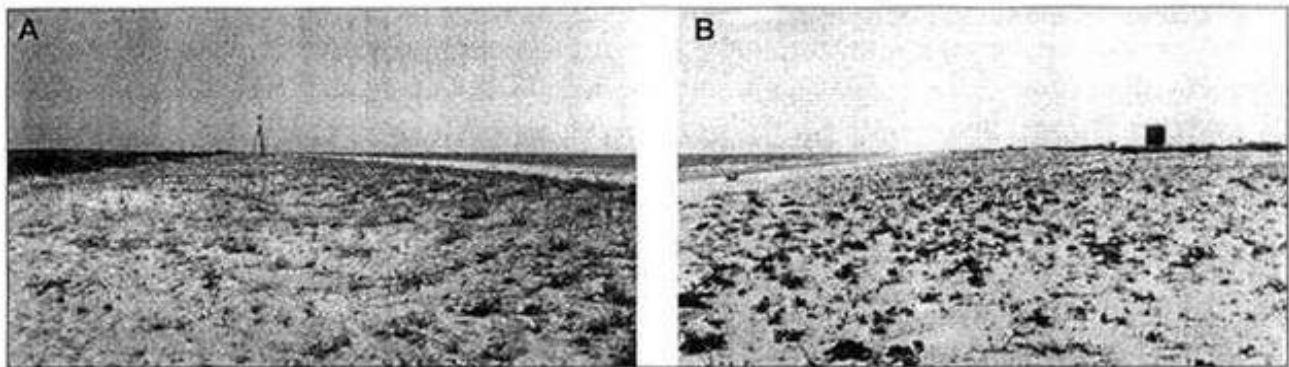


Foto 1. Alongshore view of the coastal dune: A) northward view of the foredune at NR 48 benchmark; B) southward view of the foredune at R 48 benchmark.

and harmonious dune belt (Photo 1) as well as the presence of three submerged bars which ensure an efficient protection against storm waves attack (Fig. 2B). In comparison with the southern sector of Sfântu Gheorghe beach which has a multiannual pulsatory behavior, here even the medium-term evolution of the shoreline (tens of years) shows a metastable dynamic equilibrium (Fig. 3B). Comparing the profiles made in 1997-2004 interval at R 48, NR 48 and OGA 53 benchmarks, we could identify everywhere another configuration of the sweep zone, opposite to the previous sector, in which the central (Zone A) and the landward part (Zone B) of the foredune records a dynamics considerably slower than on the seaward slope of foredune or on the

upper beach (Zone C; Fig. 6). The beach morphodynamics is seasonally controlled, without a general evolutionary trend as in the neighbor sectors, every winter-early spring season imposing beach readjustments by erosion and just exceptionally affecting the foredune (Fig. 5). Seaward foredune slope changes are not imposed directly by the storm waves, the erosional processes, when they are present, are due to the narrow post-storm beaches and short fetches. For the entire period of measurements the seaward slope knew an obvious heighten of the topographic surface (Fig. 7, Fig. 5), but with a discontinuous development.

Representative for this sector are the recent measurements performed in order to obtain

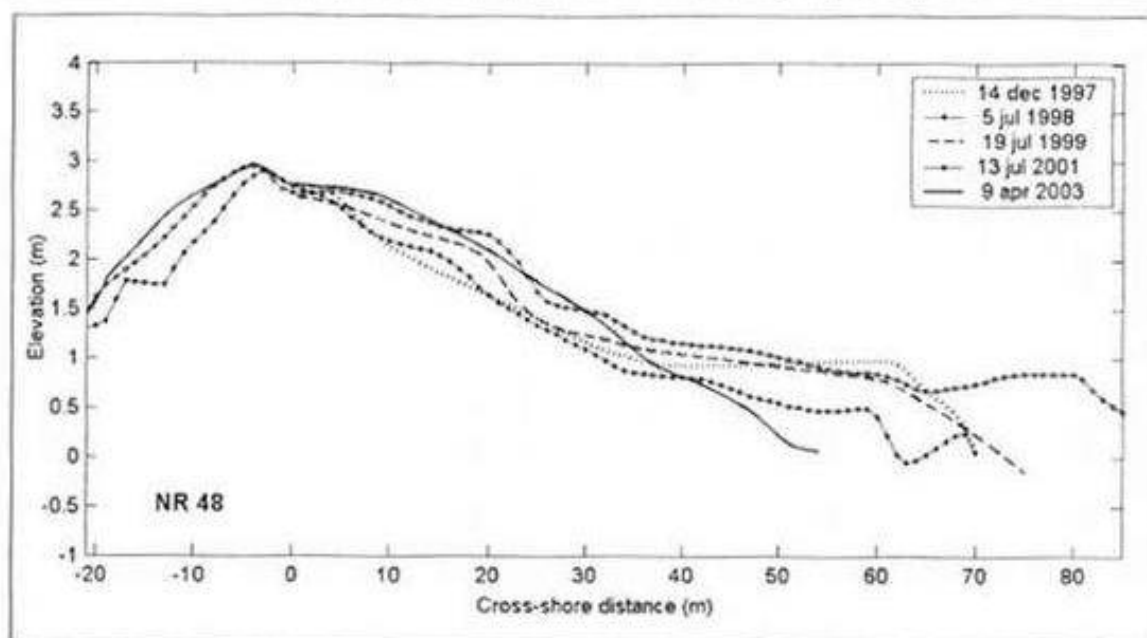


Fig. 7. Selected cross-shore profiles showing the general evolution of the beach-dune system at NR 48 benchmark. Note the slight accretion tendency of the foredunes.

DEM's at R48 monitoring polygon (Fig. 8A). The local configuration in the rear of the fore-dune is controlled by the interactions between the lee slope morphology and the wooden vegetation (*Hippophae rhamnoides*) which are conducive to sand trapping. The lee slope is short and rectiline exhibiting a steep gradient ranging locally from 25° to 33° (with a mean of 29°) depending on the backdune vegetation density. The steeper depositional fronts are generated by the very dense vegetation proximity which determine a slow but constant landward migration of the sand and which generally promote the higher elevations. Dune height in this sector is of 3.5 - 4m while the widths measure about 40-50m. The net volume of sand new-stoked in foredune of R48 monitoring polygon, measured from april 2003 to april 2004 is of 212m^3 , where the positive volume of sand was computed of 307.5m^3 and the negativ volume of 95m^3 . For this 1-year interval, a mean depositional rate of 0.07m m^{-2} was recorded, but this value hiddens huge differences of the depositional pattern. So, the sand collected on the lee slope represents about 90% of the entire volume of sand deposited on the foredunes (Fig. 8B). Once arrived here the wind-carried

sand is totally decoupled from the further exchanges between dunes and beach explaining thus the aggradational process of the foredunes and moreover the continous landward shifting position of the foredune. The calculus of the volume changes occured in the foredunes between april 2004 and august 2004 reveals another net positive volume of 59m^3 while a deposited volume of sand of 113m^3 and an eroded one of 54m^3 .

Two kilometers to the north, on the same coast sector, the recent measurements performed in the frame of NR 48 monitoring polygon in order to obtain DEM's exhibit a slight erosional tendency despite of the large amount of sand vehiculated in the beach-dune system (Fig. 9A). As the vegetation cover density is similar with that on R48 experimental site, the local topography represents the main controlling factor of the patterns of the sediment deposition. The morphological characteristics here are represented by a moderate steep landward slope (5° - 7°), a quite stable dune crest and a prolong gently sloping (25° - 28°) seaward flank. The measurements performed from april 2003 to august 2004 reveals a negative net volume of sand eroded from the foredune equal with 161m^3 where

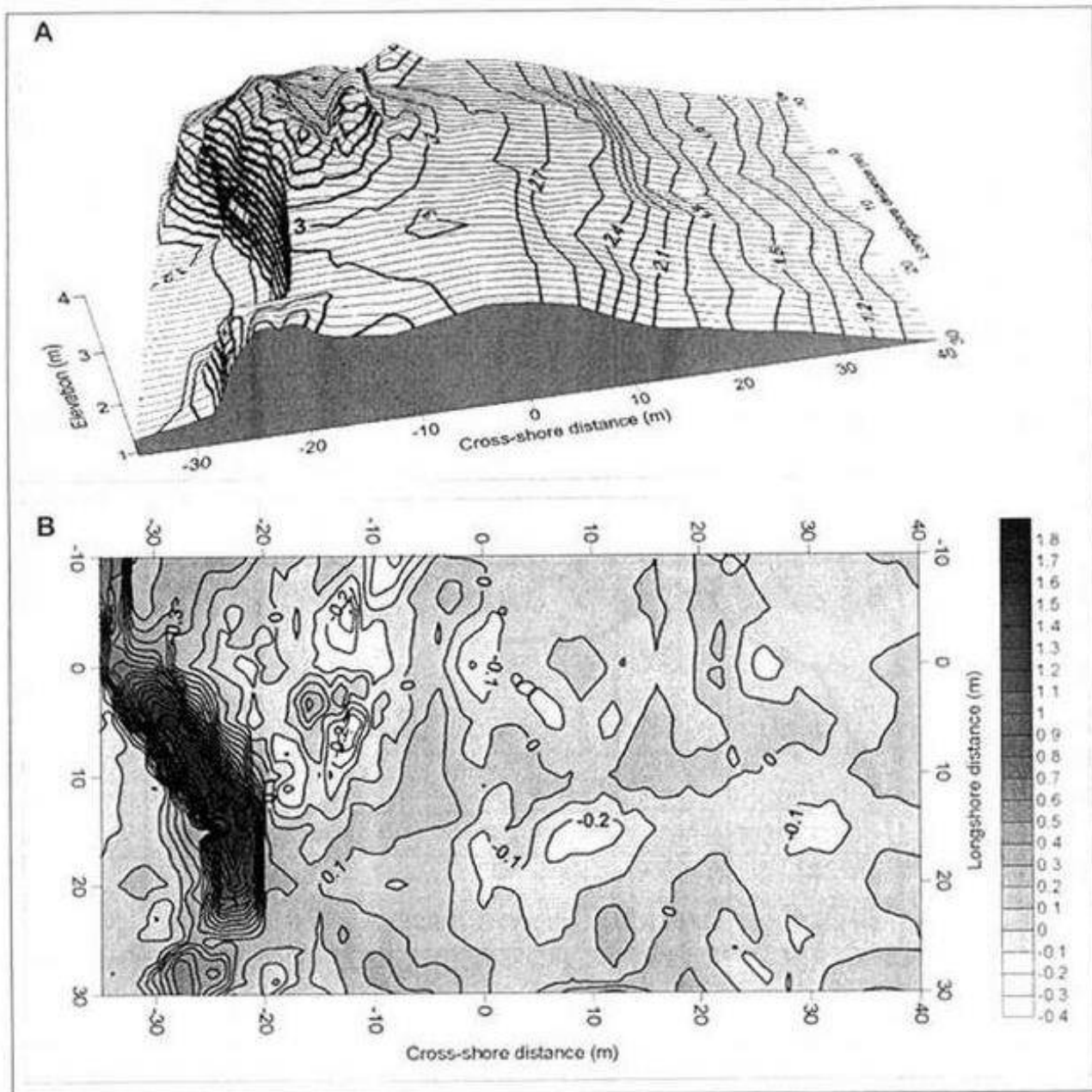


Fig. 8. A) R 48 DEM in April 2003; B) Level changes resulted from the subtraction of the DEM's surveyed in april 2003 and august 2004.

550m³ are accumulated and 711 m³ have been eroded. Thus, the maximal accumulation occurs on the foredune slopes while the erosional processes generally manifest on the quasihorizontal surfaces of the landward slope and on the dune crest.

4.1.3. OGA 53 - PN sector. The entire sector depicts generally narrow beaches (20-30m) and foredunes (20-25m). Modest foredune, periodically destroyed by the extraordinary storms are a characteristic of this shore sector. The present dunes are quite recent and they started forming since the summer 1998,

by sand aeolian reworking following the position of the hinge line between the beach and the washover fans. Practically, the dune built-up was possible as a result of the erosional tendencies „taming” during 1998-2000. The dunes here appeared in 1998-1999 interval as solitary presences which further juxtaposed forming short sandy ridges of tens of meters and 1-1,5 heights (situation characteristic of spring 2000). Since the fall 2000, the uninterrupted aeolian activity upon heigh beach deposits and washover fans, undisturbed by any considerable storm made possible the

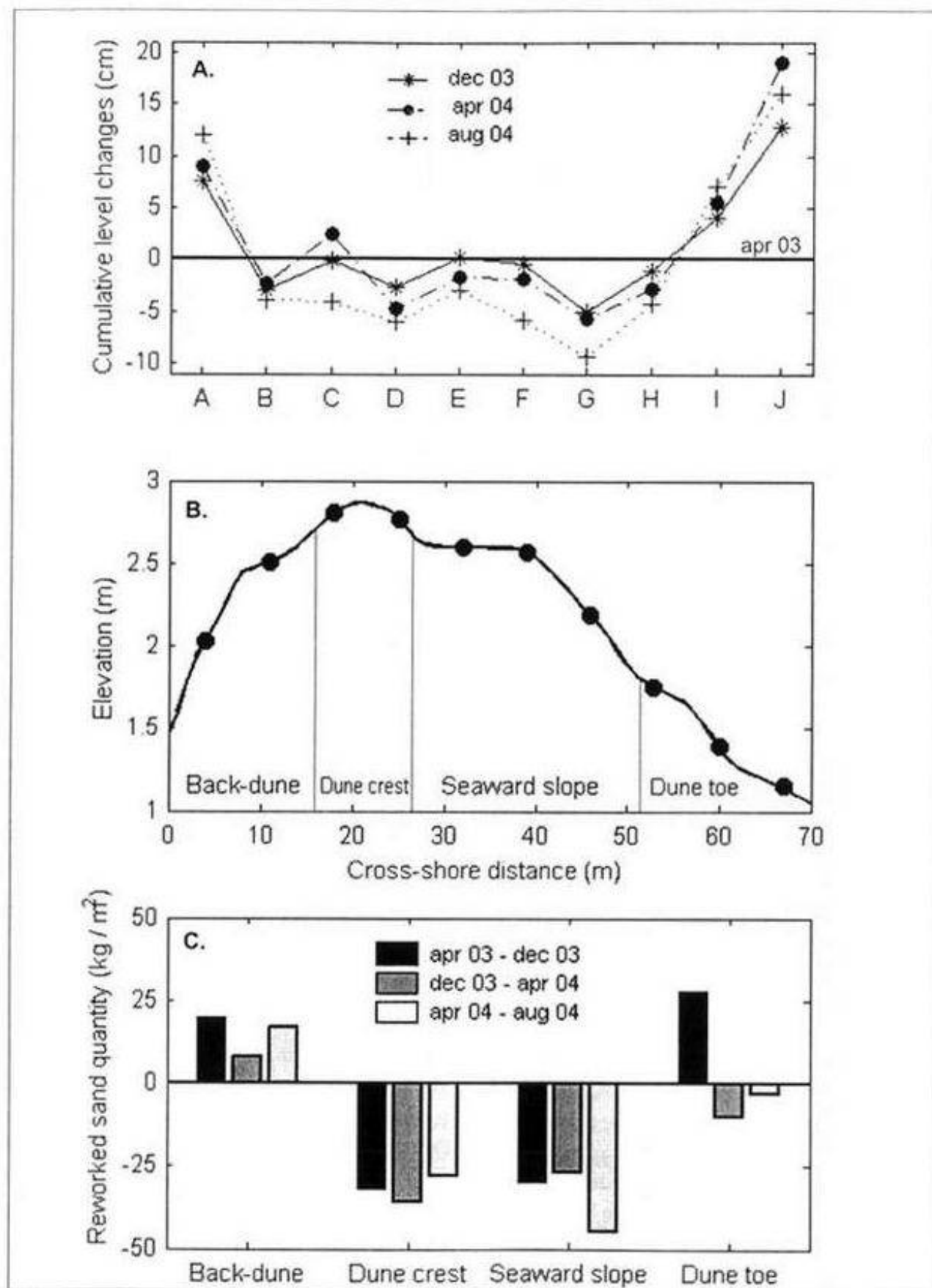


Fig. 9. The analysis of NR 48 DEM s: A) Level changes recorded by subtractions of different temporal mean profiles across the foredunes on NR 48 DEM. The mean profile was obtained as averaging of all 9 cross-shore profiles which were the basis of the DEM NR 48. The circles points to the middle of every 7 m long segment on which the subtractions were made; B) Representation of the cross-shore mean profile; C) The bar graph shows the computed sand reworked quantities for different periods of time for the cross-shore functional units of foredune.

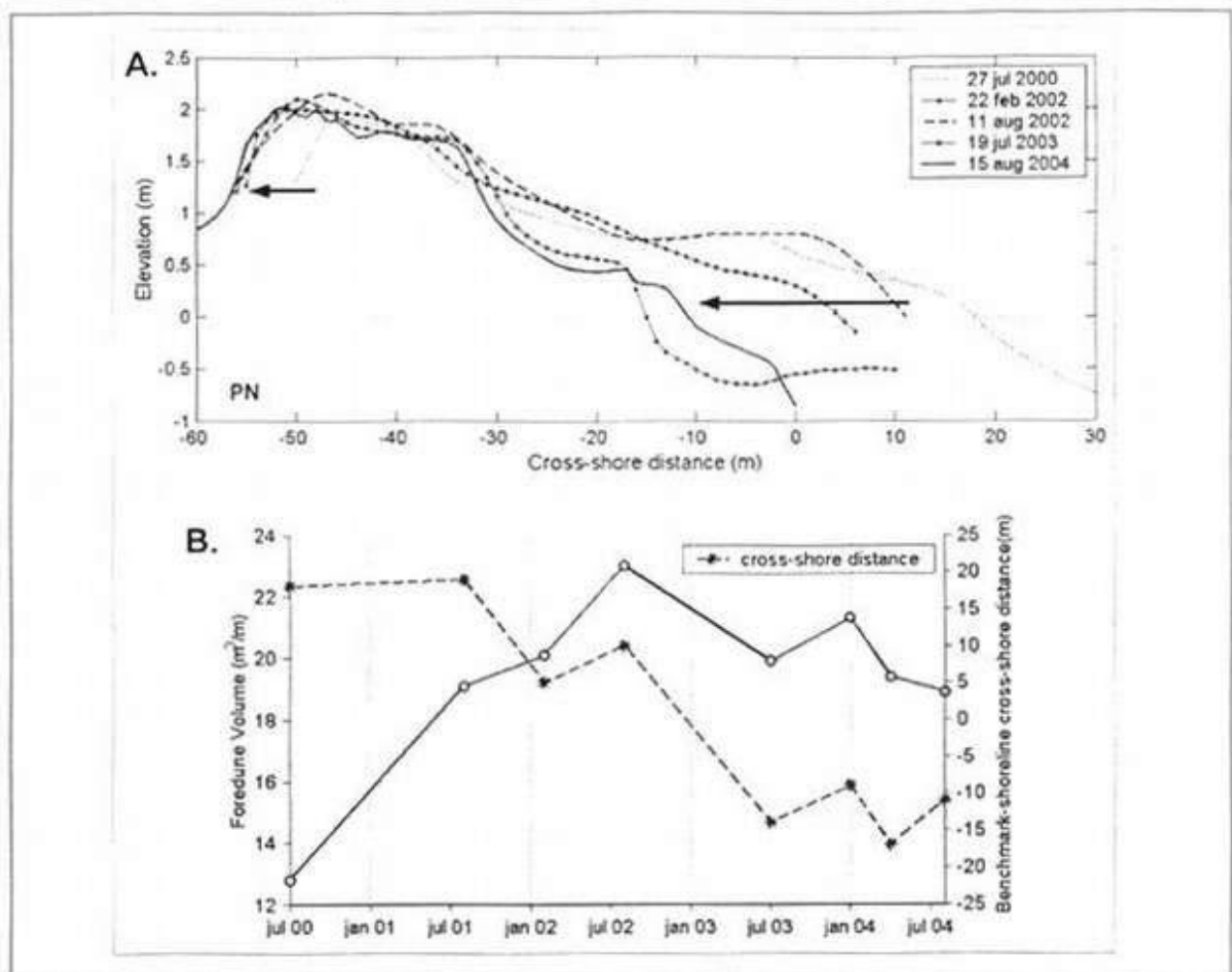


Fig. 10 A) Selected profiles showing the overall evolution of the beach-dune system at PN benchmark; B) Graphical representation of computed dune volume in connection with the beach width. Solid line marks the dune volume evolution while the dashed line represents the distance from the waterline to the benchmark.

development of a continuous dune belt. At the present the foredune ridge is continuous over the entire area, with longshore irregularly distributed scarp features on the dune seaward flank. The base of the landward slope rests on a horizontal grassy vegetated surface which is presently conquered by the landward rolling up of the foredune. At PN benchmark (placed 7.8km north of Sfântu Gheorghe arm mouth), foredune accretion from $12.8m^3/m$ to $23m^3/m$ in 2000–2002 interval occurred as the beach width measured 30–40m (Fig. 10A, 10B), thus providing sufficient wind-exposed surface for the accomplishment of the critical beach fetch. The aggradational tendency of the foredunes continued despite of the erosional stage settled down since July 2001. In the situation here discussed the period of time

in which the foredune developed independently of the beach behaviour lasted no longer than one year, period after which the beach and the foredunes followed the same rhythm of evolution. Just after the stormy interval february–april 2003, the stoss slope of the foredune was eroded, being replaced by a continuous scarp over a distance of 5 kilometers along-shore. Due to this permanent marine aggression the dune belt drew back constantly with a rate of 3–5 m/year (Fig. 10B). The retreat of the foredune is explained by the narrowing (sometime complete flooded) and moistening of the beach during the storm intensification so that the critical fetch sector during onshore winds extends to the seaward flank of the foredunes which delivers sand to the lee slope. During the offshore wind events (with an western component) the processes are just

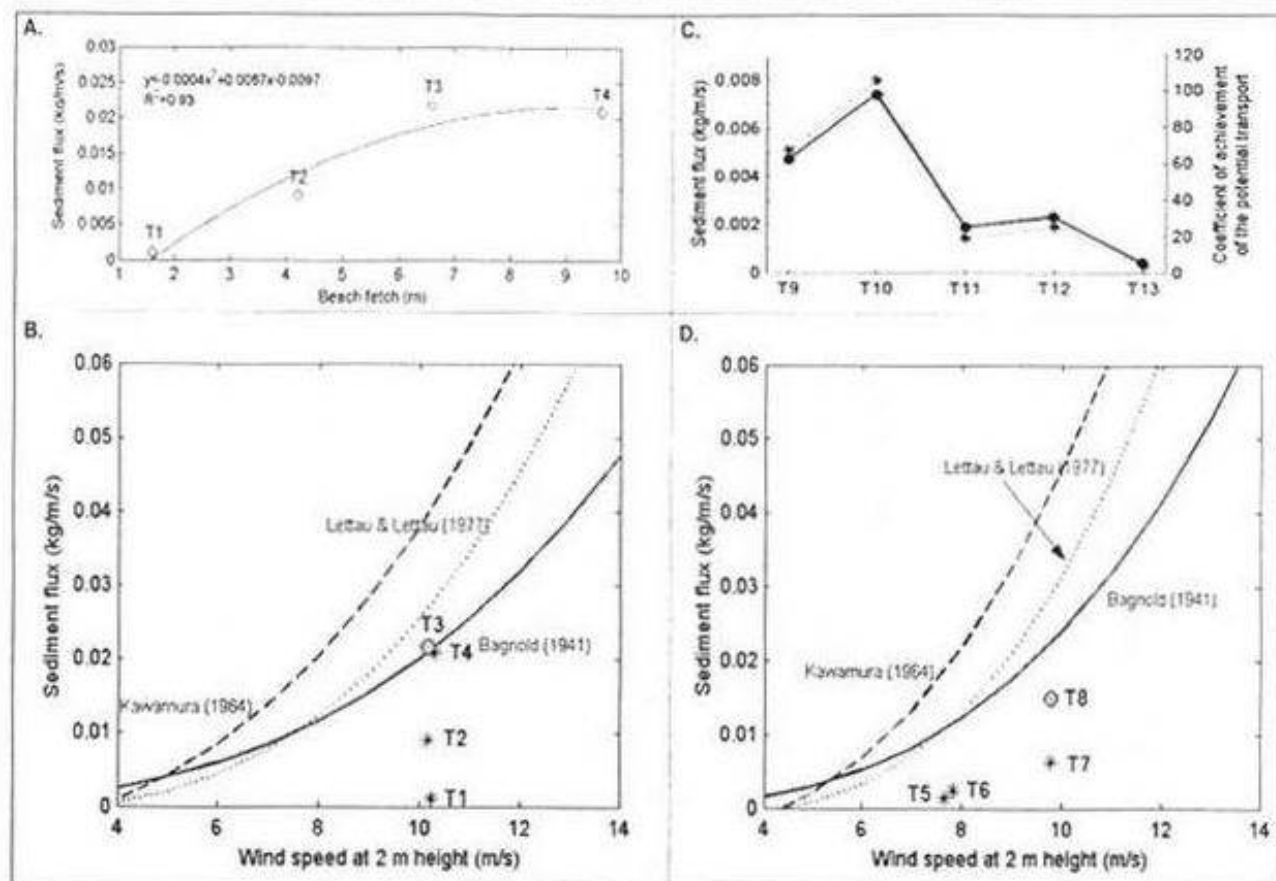


Fig. 11. Sand transport measurements: A) Sand flux vs. beach fetch during the experiment 1; B) Sand transport rates measured in exp. 1 comparative with the potential transport; C) Sand fluxes measured simultaneously on the beach and foredune in exp. 3; D) Sand transport rates measured in exp. 2 comparative with the potential transport

partially reversible because the wooden vegetation in the back side of the dunes offers a greater roughness as well as a higher shear threshold.

4.2. Aeolian sand transport. Three experiments were made in order to compare the sediment fluxes recorded on the beach and foredune. First of them was performed on September 11, 2003, next to R48 benchmark, during a slight onshore storm ($U_{10} = 10.5 - 12$ m/s) when the wind blew from east (81°). Because of the wave set-up, the emerged beach narrowed, so that during the experiment the distance between the dune toe and the upper limit of the swash zone measured about 10 m. Four sand traps were deployed on the beach along the wind direction, at 1.6 m, 4.2 m, 6.6 m and 9.7 m (Fig. 11A) from the maxim swash limit, trying to assess the influence of beach fetch over the sand transport rate. It is generally accepted that the averaging of the wind speed values for long periods

increase the errors in the modelling of aeolian transport intensity (Namikas, Bauer and Sherman, 2003) so, we proceeded to compute the potential sediment flux, using every time the 3-seconds interval means of 1-second wind data in order to obtain a row with 3-seconds mean shear velocities and transport rates and the mean sediment flux was compute by summing and dividing. In this way the transport induced by gusts was better assessed. The sand trapping rate points to a flattening of the transport capacity at T3 and T4 for a beach fetch of 7-9 m (Fig. 11A), followed toward the dune toe by a decrease, and reflected in the local topographic changes which demonstrate the presence of the depositional processes.

Assuming that the values recorded at T3 and T4 are representative for the maximum transport encountered on the beach, we compared them with the results of the transport equations (Bagnold, 1941; Kawamura, 1964; Lettau and

Lettau, 1977) finding out the best fitting of the trapping rates with that computed using Bagnold equation and quite close by that resulted from Lettau&Lettau eq (Fig. 11B).

In the same day, another experiment (exp. 2) was undertaken in the same area, but on foredune, deploying two sand traps in typical conditions (mean density vegetation), 11 m apart, T7 on the dune crest and T6 on the seaward slope, the third (T8) into a small wind sluice channel on the seaward flank and the fourth (T5) in the shadow zone of the *Eryngium maritimum* bush. Changing the wind mast position into the dunes we found the computed roughness to be considerable greater than on the beach (0,4 mm in the foredune, 0,045 on the beach) so that the potential transport rate in foredune at the same wind value is larger (Fig. 11 D). Time lag between deployments of sand traps induced different wind data for each of them, moreover T7 and T8 caught a strong wind gust. The transport equations overestimate four-five times T5 and T6 trapping rates and with 50% the T8 trapping rate.

In October 17, 2003, at OGA 53 benchmark, we experienced some other transport conditions during a moderate longshore wind ($U_{10} = 9,5$ m/s, wind direction = 12°). This time (exp. 3) we used simultaneously five traps covering a beach-dune transverse profile. T9 was installed on the upper beach at 8.3 m seaward from the base of the dune, T10 at 3.8 m seaward from the base of the dune, T11 in the midpart of the seaward foredune slope, T12 on the dune crest and T13 in the midpart of the landward slope. Under the same wind conditions, the traps located only a few meters apart on the upper beach (T9 and T10) captured different amounts of sand (Fig. 11C). Maximum transport rate was obtained at T10, in front of the dune toe, where the trapping rate (0.0074 kg/m/s) slightly exceeded the potential sediment flux resulted from Bagnold equation. At just 4.5 m seaward, in the same conditions (the dry upper beach), the trapping rate was considerably smaller

(0.0046 kg/m/s), probably because of the different beach fetch distance and conditions. So, for the T9 resulted an about 240 m beach fetch, but mostly developed on the wet, gently sloping, lower beach, while the beach fetch for T10 was 290 m, where 65 m are represented by the dry winter berm. In the frame of the foredune area, the highest recorded transport rates have been found on the dune crest (1.1 mm roughness) where with a mean of 0.0023 kg/m/s was reached 25% from the potential sediment flux. The lowest trapping rate encountered on the landward slope at T13 is explained by the high roughness coefficient (2.2 mm) and its shaded placement report to wind direction.

4.3. The morphologic impact of storms.

In our study we considered the storm event as occurring when the wind speed reaches or exceeds 10m/s for a period of time longer than 24 hours. On the Danube Delta coast 78% of the storms are generated by the northern winds (Precoteasa and Vespremeanu-Stroe, 2004).

The longshore manifested storm events result at the dune level in sediment reworking, enabling a consistent refreshment of the superficial sandy traveling to the south. Totally different is the situation when perpendicular or oblique orientated storms occurs and exports a considerably larger quantity of energy in the beach-dune system for a given intensity of the storm. Important insights in sediments dynamics and level changes in the beach-dune system were gained as we performed highly accurate topographical surveys and computed the modifications just before and after a normal to the beach-dune system orientation (east) storm occurrence (11 September 2003). We managed in that way not only the quantification of these surface changes but also the spatial representation of their development.

Considering the meteorological parameters, the December 1991 storm event was the greatest in the last two decades but the longshore direction that it acted resulted into a

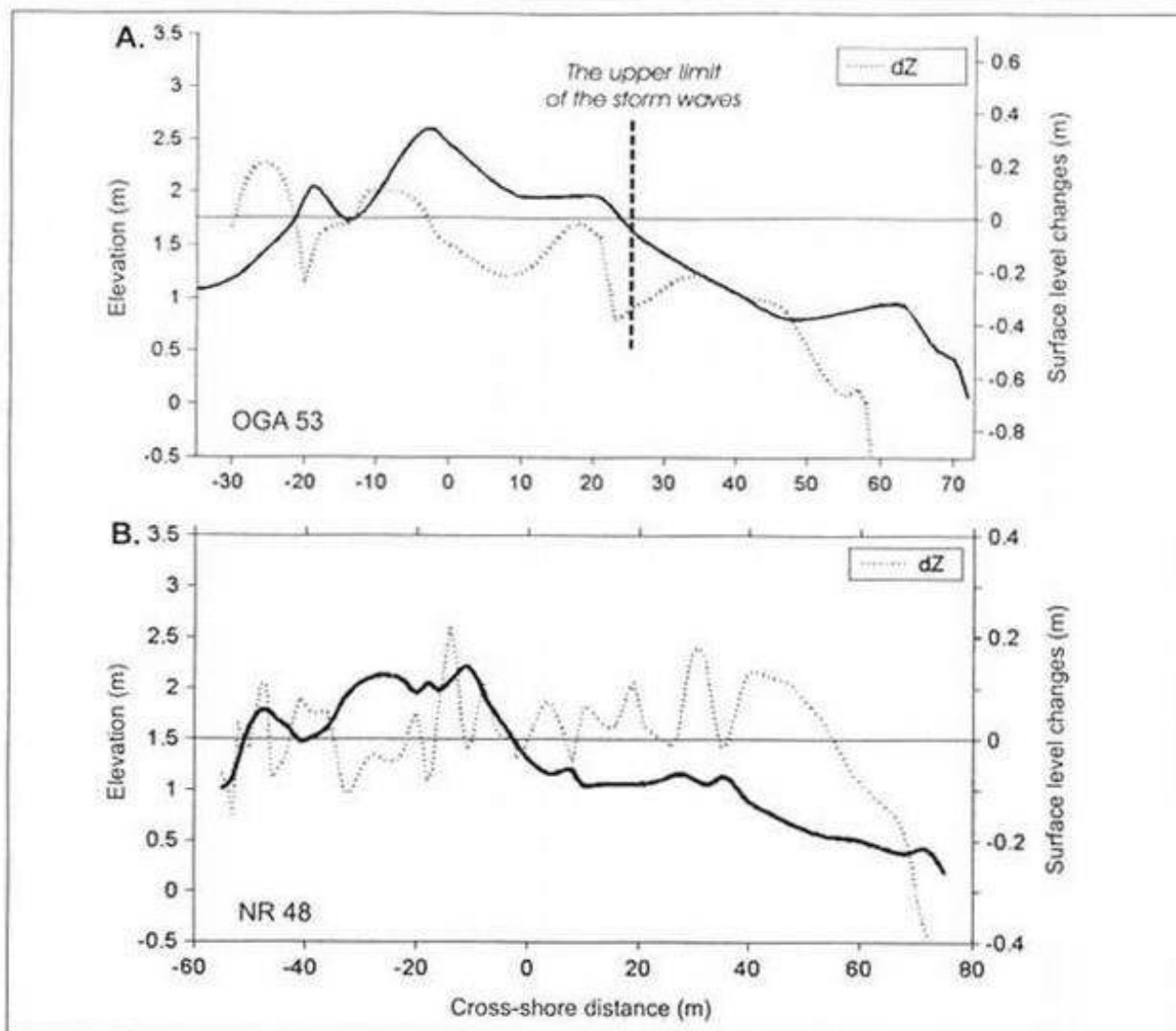


Fig. 12. Storm-induced level changes across beach-dune system. Solid lines show the cross-shore topographical profile while dotted lines mark the surface level changes induced by the storm: A) OGA 53 benchmark during the January 1998 storm. It is remarkable the high wind erosion occurred on the beach and the exposed side of the fore-dune and the small amount of sand accumulated in the lee side; B) level changes occurred during the eastern storm from 11 September 2003.

smaller morphological impact comparing to that of onshore obliquely January 1998 storm.

The offshore storms manifested here from the western sector occurs very strong only from NV and NNV directions. The waves setting-down effects as well as the short fetch hinder the wave to produce consistent erosion on the beach. Conversely, the air flow currents although slowed down by the high roughness of the dunes and the backshore sector frequently covered by wooden vegetation enable a seaward massive sand transport. As the wind speeds raise as approaching the waterline, the erosion occurs mainly on the dune crest, seaward slope and on the upper

beach. Although apparently the offshore storms do not induce major changes in the shore morphology they have a very important role in the maintaining of a gently sloping equilibrium seaward flank through re-distribution of sand toward the lower beach.

The onshore storms, when the wave attack is inland directed have the most important morphodynamic impact causing the most important changes even when the storm magnitude is low. Fig. 12 A displays the cross-shore volume changes induced by the January 1998 storm at OGA 53 benchmark, on an equilibrium-state beach. It is obvious the high intensity of the erosional hydrodynamic

processes comparing to the eolian ones. On the lower beach the level changes are about -0.6...-1.2m, while -0.4...+0.25m in the dune sector. Very interesting are the morphological changes associated with the maximum limit of storm waves. It is probable that this limit should not be operational unless a short time interval corresponding to the maximal storm wave run-up, upward of this limit beginning the airflow currents sand feeding zone (critical fetch sector), where are necessarily encountered the strongest eolian erosion. In the upper part of the storm beach face depositional processes occurs, so that the accumulation encountered at 45 m seaward of the benchmark is due to the final storm deposition (Fig. 12A).

Regarding upon the changes occurred in the exclusively eolian modelled sector we can conclude that in oblique-onshore winds, higher than 16m/s, the foredune marine flank is not uniformly eroded unlike the landward flank which receives a part of the sedimentary input. Regarding the impact induced by the small and medium magnitudes onshore storms it must be outlined that in the first case (small magnitudes) are included the majority of summer storms, short lasting with a maximal intensity reached in the afternoon when onshore winds prevail.

According to the wave's attack angle the storms occurring from the eastern sector has the strongest morphological impact. The frequency of the eastern winds on the Danube delta coast is about 12.5% and the incidence of the storm event is even lesser.

Nevertheless, the monitoring of two eastern summer storms, 12-13 august 2002, 11-14 september 2003 allowed us the assessment of the induced impact. The september 2003 storm originated from the east in the first two days, shifting than toward NE with an average wind speed measured on the beach of 10-12m/s (10m high).

The level changes promoted in the beach-dune system during that storm exhibit the marine depositional processes on the upper

part of the storm beach face, heighten with about 0.15-0.2m over a cross-shore distance of 15-20m, and also the dominance of the irregular aeolian deposition on both the lee and stoss slopes (Fig. 12B). Despite the erosion of a 0.2-0.6m thick layer encountered over 15m distance across the median and lower beach face the global effect of these storm kind is the redistribution of sediments (from lower beach to upper beach consolidating the winter berm if this exists, and from upper beach to foredune) through heighten and consolidation of the beach-dune units.

5. Discussions and conclusions

Beach-dune sediment budget along the studied coast varies with (i) wind regime and shoreline exposure to the prevailing winds, (ii) wave climate, (iii) alongshore sediment transport pattern and the distance from the source area represented either by the deltaic barrier and the erosional northern half of Sărăturile beach ridge plain's coast during dominant conditions of a southward longshore circulation, either by Sfântu Gheorghe arm mouth in northward drift conditions, (iv) nearshore morphodynamics, (v) vegetation type and density and (vi) sediment characteristics.

Although Sfântu Gheorghe is a stable open coast with moderate to wide beaches, the foredune average height is just 3-3.5m referring to the mean sea level, or even smaller in the sectors with a medium-term transgressive or regressive behaviour. The effectuation of the foredune-beach morphodynamics monitoring surveys, wind potential transport analysis and aeolian transport experiments points to a major role played by vegetation type and density in the foredune development control. Besides sparse vegetation, another restrictive factor for the foredune elevation in the study area, is the resultant *longshore* aeolian sand transport, being well-known that oblique and onshore winds are most effective for foredune development (Arens, 1996a); in a resultant onshore circulation the sand flux

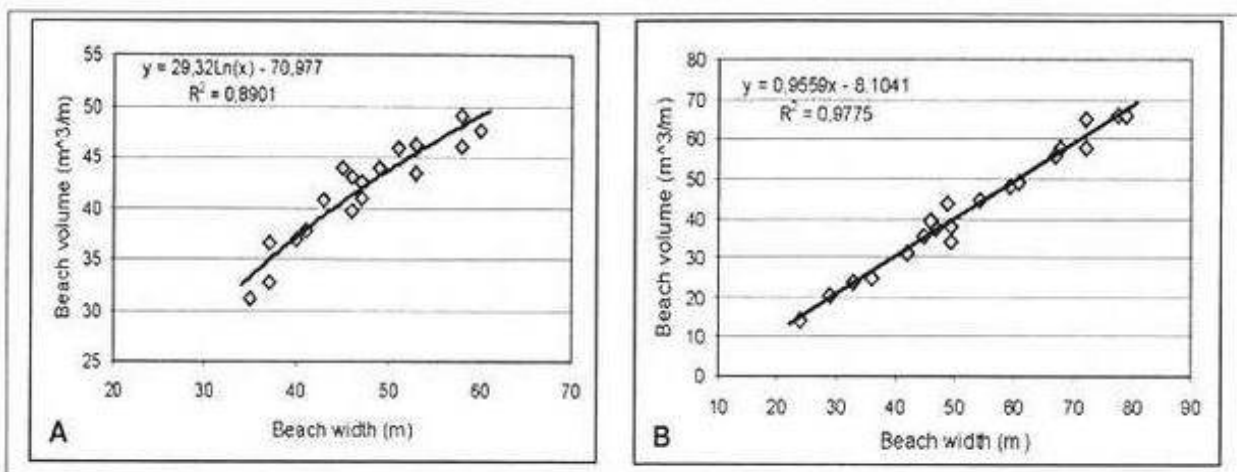


Fig. 13. Subaerial beach width – volume correlation found for stable coasts with a strong seasonally-controlled dynamics - R 48 benchmark (A), and for beaches dominated by depositional processes - NBuival benchmark (B).

diminishes exponentially when reaching the foredune, with increasing distance from the dune foot, most of the saltating particles being quickly trapped by vegetation. Unlike the coastal dune evolution in a temperate humid climate, the pattern of sediment deposition in the study area (Fig. 4C, 7, 8B) exhibits a vast disposition of the accumulative sectors which frequently cover large parts of the foredune slopes with a regular increased deposition rate on the landward one; the dune toe rarely encounters deposition rates higher than the others. Independently of wind direction, the dune crest encounters the highest foredune transport rates and the seaward slope more than the landward one.

Essentially, the pattern of erosion and deposition emerged from topographical surveys, in good agreement with the sand transport measurements, prove the presence of a vigorous sand flux which remains quite high over the entire foredune even if at sensible smaller rates (20-50%) than on the beach surface (Fig. 12C, 12D). In a dune landscape the geomorphological processes are gradually impeded by plant biomass production (van Der Meulen 1990) which here (Sf. Gheorghe beach in *sensu stricto*, temperate dry climate in *sensu largo*) remains very low. So, the vegetation and secondary, the general foredune morphology which gently sloping seaward, are responsible for this more uniform disposition of the sand flux over the foredune in compar-

ison with the aeolian processes from the temperate humid climate (Sarre, 1989; Davidson-Arnott and Law, 1990; Arens, 1996a; Hesp, 2002).

Returning to the foredune behavior related to shoreline changes, Sfântu Gheorghe beach knew two different situations in the last decades depending on the longshore distance of Danube mouth. As the results previously presented, the Sfântu Gheorghe beach is spatially dominated by Parid – Oga 53 sector, which in comparison with the southern end of the study area, Cape Buival – Parid sector, who knows a medium-term pulsatory behaviour, here the evolution of the shoreline (tens of years) shows a dynamic equilibrium without a trend (metastable) (Fig. 3B). So, the beach morphodynamics is strongly seasonally controlled every winter-early spring season imposing beach profile readjustments by erosion and just exceptionally affecting the foredune (Fig. 5). Moreover, during the cold season dune volume knows a slightly acceleration of the accumulation rate. On the whole, for the entire period of measurements, both slopes of the coastal dunes knew an obvious heighten of the topographic surface (Fig. 5, Fig. 7), which is not a continuous and irreversible process due to the presence of sparse grassy vegetation and consequently of the high transport rates which can change easily the magnitude and direction. Our main findings concerning the relation between shore-

line evolution, beach-dune morphology and the total sedimentary budget show that fore-dune built on stable coast sectors (Parid – Oga 53) have a homogenous alongshore development and are impenetrable for the storm waves attack. The subaerial beach supports large reversible volume oscillations on a seasonally basis, including the lower berm development in april-october interval and the narrowing of the cross-shore profile during cold season due to storm activity. The beach width-volume correlation is logarithmic in that case, because the width increase is bigger than volume increase (Fig. 13A).

For the sectors with pulsatory behaviour which records progradational or erosional trends for a couple of years (Cape Buival – Parid vs. Oga53 - PN sector) the foredune are more vulnerable being partly destroyed during great storms and then quickly rebuilt from washover fans sand reworking and beach fresh input. It is interesting the uniformity of foredune post-stormic reconstruction during 1997-2004 interval with a positive multiannual medium rate of $4,6\text{m}^3\text{m}^{-1}\text{year}^{-1}$ for the prograding coast sectors (Fig. 4B). The beach width-volume correlation in that case is a linear regression with a confidence interval over 95% (Fig. 13B). The seasonal oscillations (beach volume and shoreline position) which usually represent the most dynamic activity of the emerged shore, play this time a second role, after the marine and eolian depositional or erosional processes.

The present study reports upon the beach-dune interactions on the basis of the measurements performed in the last 7 years as simple cross-shore topographical profiles and in the last two years as DEM's and sand transport

measurements. Beach-dune interaction is scale dependent (Sherman and Bauer, 1993), so the extrapolation of some findings drawn from the investigations performed over this interval could be irrelevant. It seems to be the case of NR48 monitoring polygon which for a 16-months interval (covered by DEM's) exhibits a slight erosional tendency despite of the multianual evolution (Fig. 9) in such a case, we appreciate this behaviour as a simple evolutionary stage which can't be extrapolate for the overall medium-term morphodynamics which is best illustrated by the 7-years evolution of the main profile (Fig. 7). This is the reason for which in order to obtain a more reliable view over the foredune evolution in a temperate dry climate the investigations will go on and we consider the results presented here as preliminary and their interpretation being valid just for the temporal scale in which the measurements were made.

Acknowledgements

This work was funded by the Consiliul Național al Cercetării Științifice din Învățământul Superior and by the Sfântu Gheorghe Marine and Fluvial Research Station - Bucharest University. We would like to thank Ștefan Constantinescu, Bogdan Iancu, Florin Filip, Ionuț Ovejanu, Vasile Cărlan, Florin Tătu, Mihaela Fîstac, Janina Vlad and Alina Pătrulescu for assistance in the field. The authors are grateful to Prof. Emil Vespremeanu for the guidance in the first years of our study and for supplying us data regarding the shoreline evolution in 1977–1995 interval and to Liviu Giosan for his comments on an earlier version of the manuscript.

REFERENCES

- ANDREWS, B.D., GARES P.A., COLBY J.D. (2002), *Techniques for GIS modeling of coastal dunes*. *Geomorphology* 48, 289-308.
- ARENS, S.M. (1996a), *Rates of aeolian transport on a beach in a temperate humid climate*, *Geomorphology*, 17, 3-18.
- ARENS, S.M. (1996b), *Patterns of sand transport on vegetated foredunes*, *Geomorphology*, 17, 339-350.
- ARENS, S.M. (1997), *Transport rates and volume changes in a coastal foredune on a Dutch Wadden Island*, *Journal of Coastal Conservation*, 3, 49-56.
- BAGNOLD, R.A. (1941), *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, London, 265 pp.
- BAUER, B.O., DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. (2002), *A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry and fetch effects*, *Geomorphology*, 49, 89-108.
- BAUER, B.O., SHERMAN, D.J., NORDSTROM, K.F., GARES, P.A. (1990), *Aeolian transport measurement and predictions across a beach and dune at Castroville, California*. In: Nordstrom, K., Psuty, N., Carter, B. (Eds.), *Coastal Dunes: Form and Processes*, John Wiley and Sons, 39-53.
- BONDAR, C., STATE, I., ROVEN A, V. (1973), *Marea Neagră n zona litoralului românesc al Mării Negre*. Monografie hidrologică. pp. 516, Institutul de Meteorologie și Hidrologie, București.
- BULLARD, J.E. (1997), *A note on the use of the Fryberger method for evaluating potential sand transport by wind*, *Journal of Sedimentary Research*, 67, 3, 499-501.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., Law, M.N. (1990), *Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie*. In: Nordstrom, K., Psuty, N., Carter, B. (Eds.), *Coastal Dunes: Form and Processes*, John Wiley and Sons, 177-200.
- FISHER, J.J. (1984), *Regional long-term coastal environmental geomorphology inventories*. In Costa, J.E. and Fleisher, P.J. (eds.), *Development and applications of Geomorphology*. Springer-Verlag, Berlin, 68-96.
- FRYBERGER, S.G. (1979), *Dune forms and wind regime*, in McKee, E.D., (Ed.), *A Study of global sand seas*, U.S Geological Survey, Professional Paper 1052, pp.137-169.
- GARES, P., A. (1992), *Topographic changes associated with coastal dune blowouts at island beach state park*, New Jersey. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol 17, 589-604.
- GIOSAN, L., BOKUNIEWICZ, H., PANIN, N., POSTOLACHE, I. (1999), *Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast*, *Journal of Coastal Research*, 15, 4, 859-871.
- GIOSAN, L., DONNELLY, J., VESPREMEANU, E., BHATTACHARYA, J., OLARIU, C., BUONAIUTO, F. (2004), *Morphodynamics and evolution of the Danube delta*. In Giosan and Bhattacharya (Eds.), *River Deltas: Concepts, Models, Case*. In press.
- Studies, SEPM Special Publication.**
- HELLEMAA, P. (1998), *The development of coastal dunes and their vegetation in Finland*, *Fennia* 176, 111-221.

- HESP, P.A. (1988), *Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia*. Sedimentary Geology 55, 17-41. (Special Issue 1 / 2: Eolian Sediments, P. Hesp and S.G. Fryberger (Eds.)).
- HESP, P. (2002), *Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics*. Geomorphology, 48, 245-268.
- KAWAMURA, R. (1964), *Study of sand movement by wind*, Hydraulic Engineering Laboratory Report HEL-2-8, 99-108, University of California, Berkeley, CA.
- LETTAU, K., LETTAU, H.H. (1977), *Experimental and micrometeorological field studies of dune migration*, in Lettau, K., Lettau, H.H., (Eds.), *Exploring the world's driest climate*, pp. 110-147, Institute for Environmental Studies, University of Wisconsin, Madison, WI.
- NAMIKAS, S.L., BAUER, B.O., SHERMAN, D.J. (2003), *Influence of averaging interval on shear velocity estimates for aeolian transport modeling*. Geomorphology, 53, 235-246.
- ORFORD, J., D., COOPER, J., A., G., MCKENNA, J. (1999), *Morphoscale temporal changes to foredunes at Inch Spit, south-west Ireland*. Z. Geomorph. N. F. 43, p. 439-461.
- PEGUY, C. (1961), *Precis de Climatologie*, Masson, Paris, pp. 347.
- POPA, A. (1997), *Environment changes in the Danube delta caused by the hydrotechnical works on the Sf. Gheorghe branch*, Geo-Eco-Marina, 2, 135-148.
- PREOTEASA, L., VESPREMEANU-STROE, A. (2004), *Analiza potențialului de transport eolian în Delta Dunării. Studii "îi Cercetări de Oceanografie Costieră"*, 1, 47-66.
- PSUTY, N.P., (ed.) (1988), *Sediment budget and dune/beach interaction*. Journal of Coastal Research, Special Issue, 3, 1-4.
- PSUTY, N.P., ALLEN, J.R., STARCHER, R. (1988), *Spatial analysis of dune crest mobility*, Fire Island National Seashore, New York. In Psuty, N.O. (ed.), *Dune/Beach Interaction*, J. Coast. Res., Special Issue No. 3, pp. 115-120.
- PSUTY, N.P. (1992), *Spatial variation in coastal foredune development*. In: Carter, R., Curtis, T., Sheehy Skeffington, M., (Eds.), *Coastal Dunes: Geomorphology, Ecology and Management for Conservation*. The Hague: Balkema, 3-13.
- PSUTY, N. P. (1993), *Foredune morphology and sediment budget*, Perdido Key, Florida, USA. In Pye, K., (Ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*, 145-157.
- PYE, K. (1983), *Coastal dunes*. Progress in Physical Geography, 7:4, 531-557.
- SARRE, R. (1989), *The morphological significance of vegetation and relief on coastal foredune processes*. Zeitschrift für Geomorphologie, 73, 17-31.
- SHERMAN, D.J., Hotta, S. (1990), *Aeolian sediment transport: theory and measurement*. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, B. (Eds.), *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley and Sons, 17-33.
- SHERMAN, D.J., Bauer, B.O. (1993), *Dynamics of beach-dune system*. Progress in Physical Geography, 17, pp. 413-447.
- SHERMAN, D.J., Lyons, W. (1994), *Beach-state controls on aeolian sand delivery to coastal dunes*. Physical Geography, 15, 4, 381-398.
- SHORT, A. D., Hesp, P.A. (1982), *Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia*. Marine Geology, 48, 259-284.
- STANIC, A. (2003), *Evoluția geodinamică a litoralului românesc al Mării Negre din sectorul Sulina - Sf. Gheorghe "îi posibilități de predicție"*. Unpublished PhD thesis, 135 p, Universitatea din București, București.

STEPHENSON, R.A. (1978), *Coastal changes on Ocracoke Island, North Carolina*. Proc. Special session on Marine Geography, Annual Meeting, Association of American Geographers, Psuty, N.P. (ed.), 39-43.

TRACI, C., M^ˆNESCU, M., DR^ˆGU, N. (1988), *mp^ˆdurirea nisipurilor din Delta Dun^ˆrii*, Institutul de Cercet^ˆri ^ˆi Amenaj^ˆri Silvice, Bucure^ˆti, 67 pp.

VELLINGA, P. (1982), *Beach and dune erosion during storm surge*. Coastal Engeneering, 6, 361-387.

STOENESCU, S.M. (1965), *Regimul v^ˆnturilor pe litoralul rom^ˆnesc al M^ˆrii Negre*, Studii de hidraulic^ˆ, IX, 17-40.

SVASEK, J.N., Terwindt, J.H. (1974), *Measurements of sand trasport by wind on a natural beach*. Sedimentology 21, 311-322.

VAN DER MEULEN, F. (1990), *European dunes: consequences of climate change and sealevel rise*. In Bakker, Th. W., Jungerius, P.D., Klijn, J.A. (eds.): Dunes of the European coasts, 209-223. Catena supplement 18. Cremlingen.

V^ˆLSAN, G. (1936), *Nouvelle hypotese sur le delta du Danube*. Comptes rendus du CIG, t. II, Varsovia.

VESPREMEANU, E., VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU, ^ˆ. (2004), *Evolu^ˆia ^ˆrmului deltei Dun^ˆrii n ultimii 40 ani*, Studii ^ˆi cercet^ˆri de oceanografie costier^ˆ, 1, 15-30.

VESPREMEANU-STROE, A., Constantinescu, ^ˆ. (2000), *^ˆrmul interdistributar Sulina-Sf^ˆntu Gheorghe. Elemente de morfodinamic^ˆ*, Studii ^ˆi cercet^ˆri de geografie, XXIII, 104-111.

VESPREMEANU-STROE, A. (2004a), *^ˆrmul deltaic danubian rom^ˆnesc al M^ˆrii Negre studiu de geomorfologie*. Unpublished PhD thesis, 199 p, Universitatea din Bucure^ˆti, Bucure^ˆti.

VESPREMEANU-STROE, A. (2004b), *Transportul de sedimente n lungul ^ˆrmului ^ˆi regimul valurilor pe coasta Deltei Dun^ˆrii*, Studii ^ˆi Cercet^ˆri de Oceanografie Costier^ˆ, 1, 67-82.

University of Bucharest,
Faculty of Geography

Tafoni pe torurile și blocurile granitice din Culmea Pricopan (Munții Măcin, Dobrogea de Nord)

E. VESPREMEANU

Cuvinte cheie: tafon, tor, meteorizație granitică, Munții Măcin, Dobrogea de Nord.

Se semnalează, pentru prima dată în literatură, prezența tafonilor în Culmea Pricopan din Munții Măcin, Dobrogea de Nord, România. Tafoni sunt prezenți pe suprafețele verticale ale torurilor (tors) și blocurilor granitice la înălțimi foarte diferite față de nivelul solului și cu cele mai diverse orientări. Forma tafonilor este dominat ovoidă și pri-formă, iar dimensiunile sunt mici, de ordinul zecilor de centimetri (Fig. 2, 3 și 4). Granitul pe care se dezvoltă tafoni este gneissic cu biotit, microclin și albit cu granulație grosieră. Acest granit a rezultat din consolidarea magmelor alcali-calcice într-un lacolit supus apoi numeroaselor stresuri tectonice. Regimul climatic actual de stepă (Fig. 1) nu favorizează procesele de meteorizare (*weathering*) generatoare de tafoni. Tafoni pe care îi observăm în prezent au rezultat din meteorizarea în alte condiții climatice, probabil în Pleistocen, procesele actuale fiind blocate după cum indică stratul de licheni bine consolidat. În climatul mediteranean maritim din Insula Sardinia procesul de formare al tafonilor este activ și prezent (Fig. 5). Procesul genetic al tafonilor (Fig. 6) începe cu formarea crustelor groase de exfoliere. În stadiul al doilea se formează crustele subțiri și excavații mici (*pits*) care perforază crusta de exfoliere. În stadiul al treilea se extind *pits* și se definitivează tafoni.

Tafoni sunt excavații cu diferite forme, suprafețe și adâncimi dezvoltate pe planurile verticale granitice prin procese de meteorizare.

Termenul provine din Insula Corsica, unde au fost observați și descriși, se pare pentru prima dată, de H. Reusch la sfârșitul secolului al XIX-lea. Ulterior, conceptul a fost aprofundat și studiat pe toate continentele și în toate climatele pe roci foarte diferite, dar în special pe granite.

În România, tafoni au fost semnalati de noi pentru prima într-o comunicare rămasă nepublicată (E. Vespreamanu, 1969). Observațiile efectuate, mai ales în ultimii ani, ca și experiența obținută prin cercetări pe teren în Insula Sardinia, regiune în care se află tafoni granitici tipici, au confirmat ipoteza noastră anterioară, ceea ce ne determină să revenim în nota de mai jos.

Culmea Pricopan este situată în Munții Măcin, Dobrogea de Nord și reprezintă un lacolit granitic străvechi supus numeroaselor

stresuri datorate activităților tectonice foarte intense din Mezozoic și Neozoic (D. M. Cădere, 1910; D. Rotman, 1910; V. Mutihac, L. Ionesi, 1974; M. Săndulescu, 1984; L. Ionesi, 1994; J. C. Hippolyte, 2002).

Granitul pe care se dezvoltă tafoni este de tip gneissic cu biotit, microclin și albit, cu granulație grosieră (D. Giușcă, 1933). Granitul s-a format dintr-o magmă alcali-calcică și a suferit diferențieri multiple în procesul de consolidare (I. Atanasiu, 1940). Aceste planuri multiple de consolidare, ca și stresurile intense de mai târziu, au contribuit esențial la impunerea unor anumite direcții, intensități și ritmuri pentru procesele de meteorizare.

Relieful culmii Pricopan se caracterizează prin prezența unei creste ascuțite cu 9 înșeuări și 10 vârfuri (E. Vespreamanu, 2004). Versantele vestice sunt abrupte cu numeroase microforme de meteorizare.

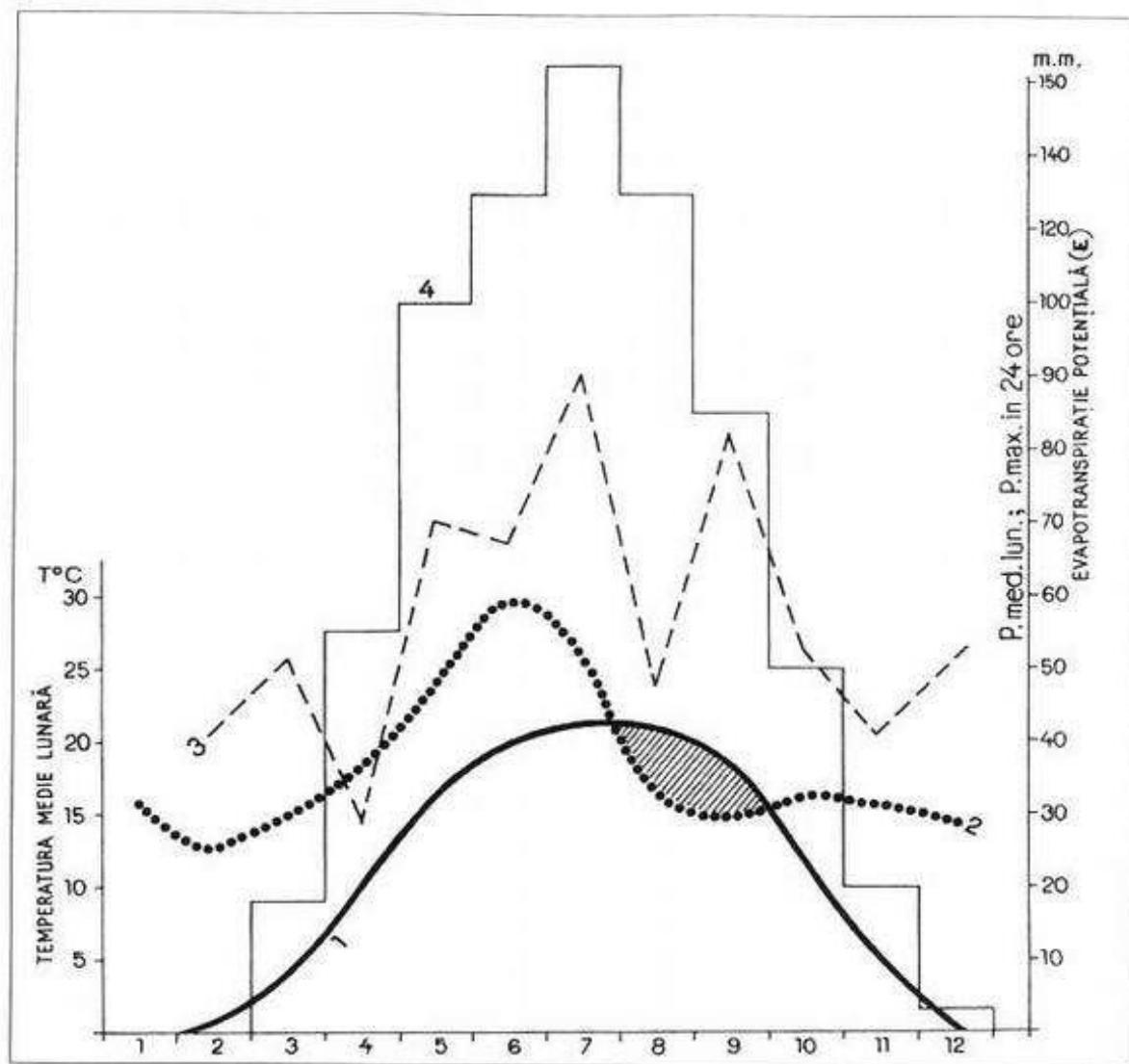


Fig. 1 Principalele caracteristici ale climei din regiunea culmii Pricopan

Regimul climatic este de stepă după cum rezultă din diagrama climatică complexă (Fig. 1). Cantitatea medie anuală de precipitații este de 450–480 mm, iar specificul acestora este dat de caracterul torențial și de prezența perioadelor lungi de secetă. Temperaturile medii anuale au valoarea de de 10°C . Temperaturile diurne variază vara între 7 și 42°C , iar în timpul iernii, între -30°C și 20°C . Valorile extreme ale temperaturii aerului se înregistrează rar. În aceste condiții climatice toate procesele de meteorizare se desfășoară foarte lent, cea mai mare parte a microformelor de creastă și versant fiind moștenite.

Localizarea tafonilor. Tafoni sunt prezenți pe pereții torurilor și ale blocurilor de granit

(Fig. 2) la cele mai diferite înălțimi față de nivelul solului și pe cele mai diferite orientări. Măsurătorile noastre nu relevă corelații semnificative cu orientarea peretelui și înălțimea față de baza torului sau blocului pe care se află.

Forma tafonilor este predominant ovoidă și piriformă, iar adâncimea lor variază între 10 și 50 cm (Fig. 3 și Fig. 4). Toți tafoni cercetați prezintă cruste pe care se află un strat bine fixat de licheni ceea ce relevă inactivitatea actuală a procesului de adâncire, spre deosebire de tafoni din Sardinia (Fig. 5) care au în prezent o evoluție activă datorită climatului mediteranean umed specific insulei.

Geneza tafonilor. Procesul genetic demarează prin formarea crustelor groase de

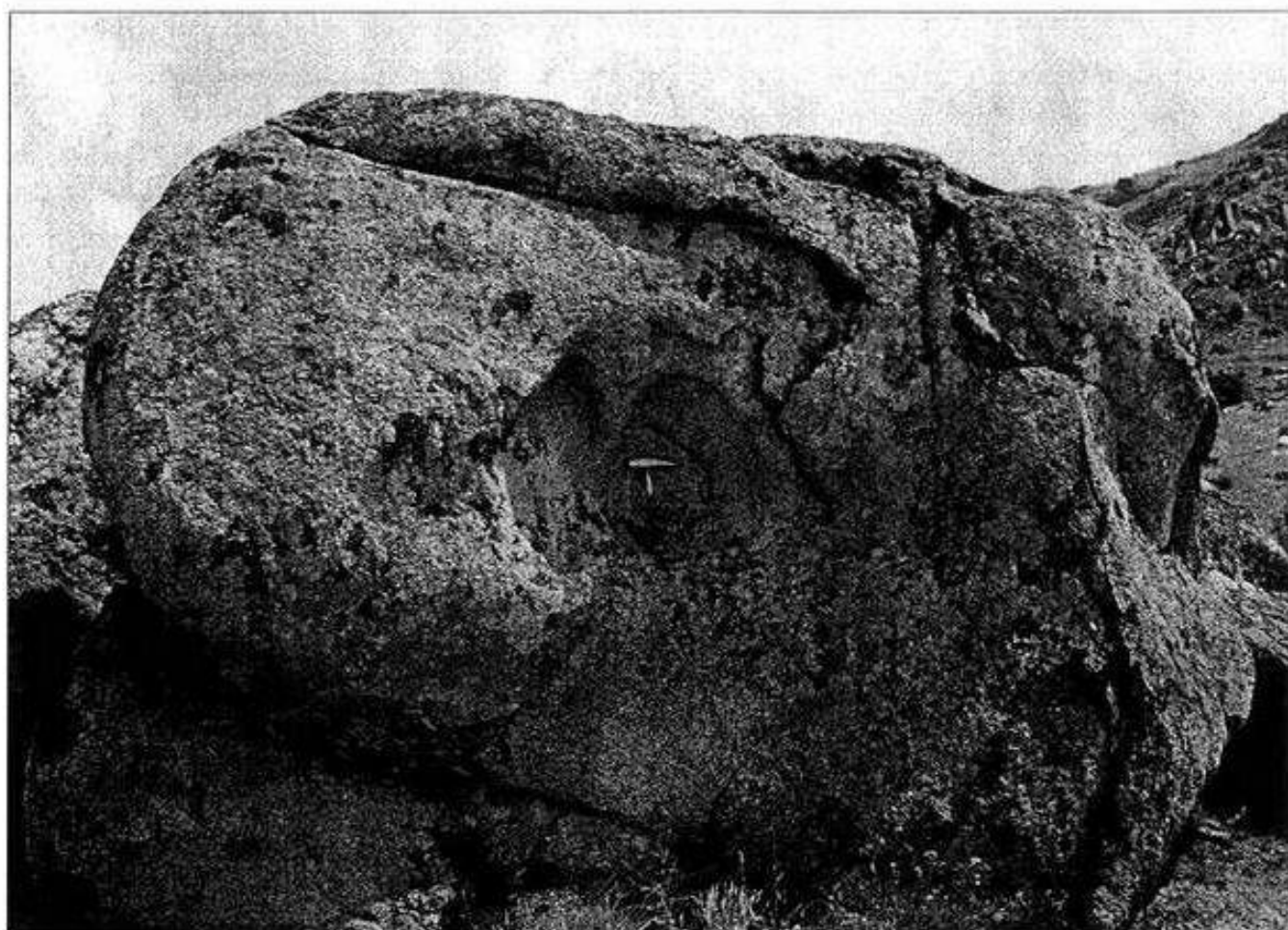


Fig. 2 Tafoni pe un bloc granitic (foto E. Vespremeanu, iulie 2001)

meteorizare, proces favorizat de structura internă concentrică a blocurilor și torurilor granitice. Această structură este rezultatul consolidării diferențiate a magmei alcali-calice, așa cum s-a arătat mai sus. Formarea crustelor se datorează transmisiei variațiilor termice de la suprafață spre profunzime. În stadiul al doilea se formează crustele subțiri perforate de orificii, după care urmează procesul de lărgire al cavităților și de extindere a

tafonilor (Fig. 6).

Majoritatea tafonilor din Culmea Pricopan sunt rezultatul proceselor de meteorizație în alte condiții decât cele actuale, probabil în Pleistocen și Holocen.

Concluzii. În Culmea Pricopan, pe pereții blocurilor și torurilor granitice sunt prezente microforme de meteorizate cavernicolă din categoria tafoni. Acestea sunt microforme moștenite, datorându-se modelării în alte condiții decât cele actuale.

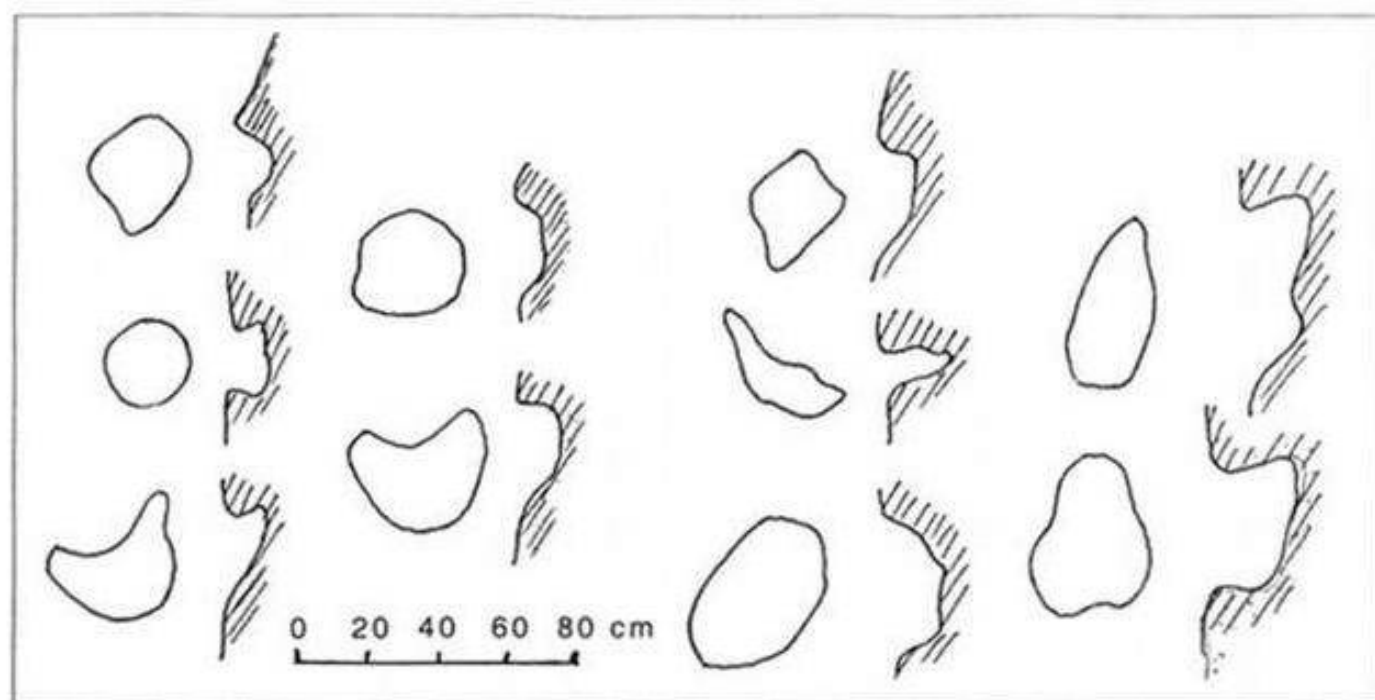


Fig. 3 Tipuri de tafoni



Fig. 4 Tafoni, detaliu (foto E. Vespremeanu, iulie 2001)

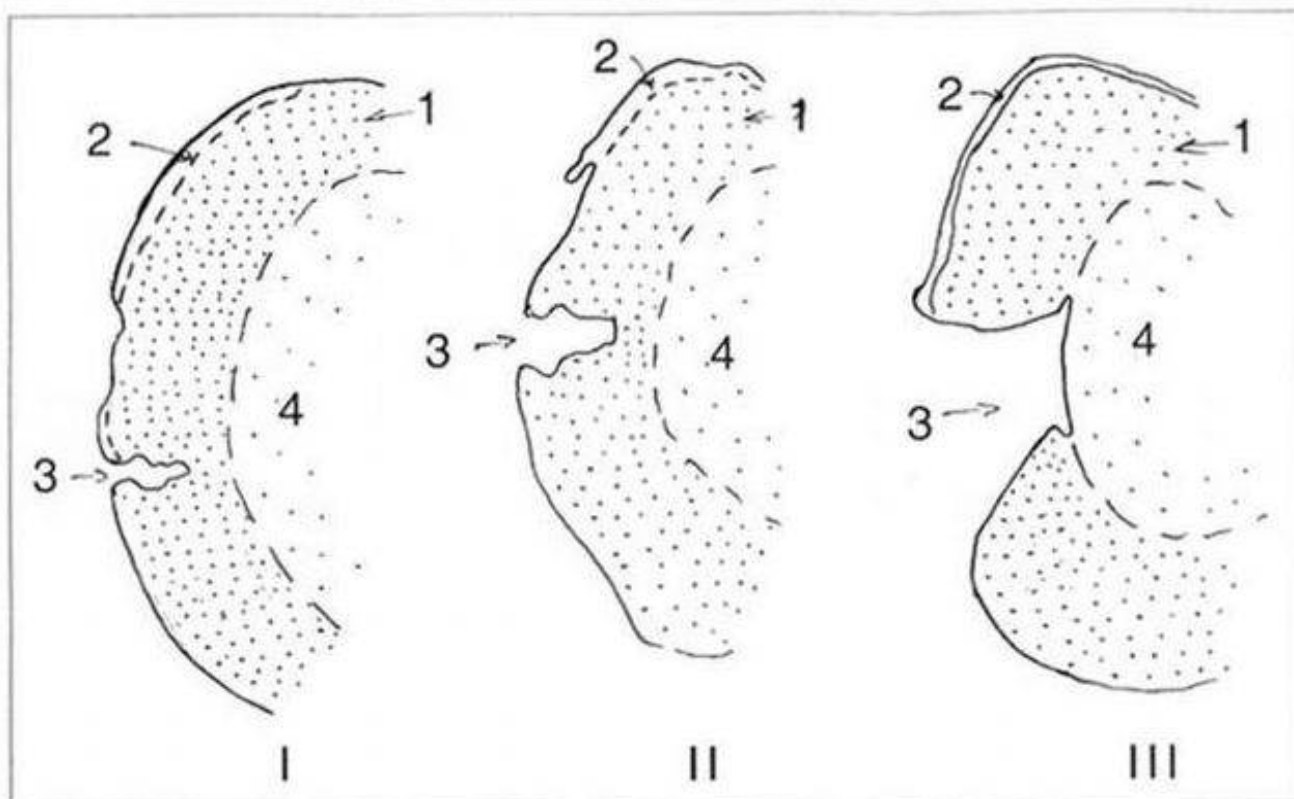


Fig. 5 Stadiile de formare a tafonilor

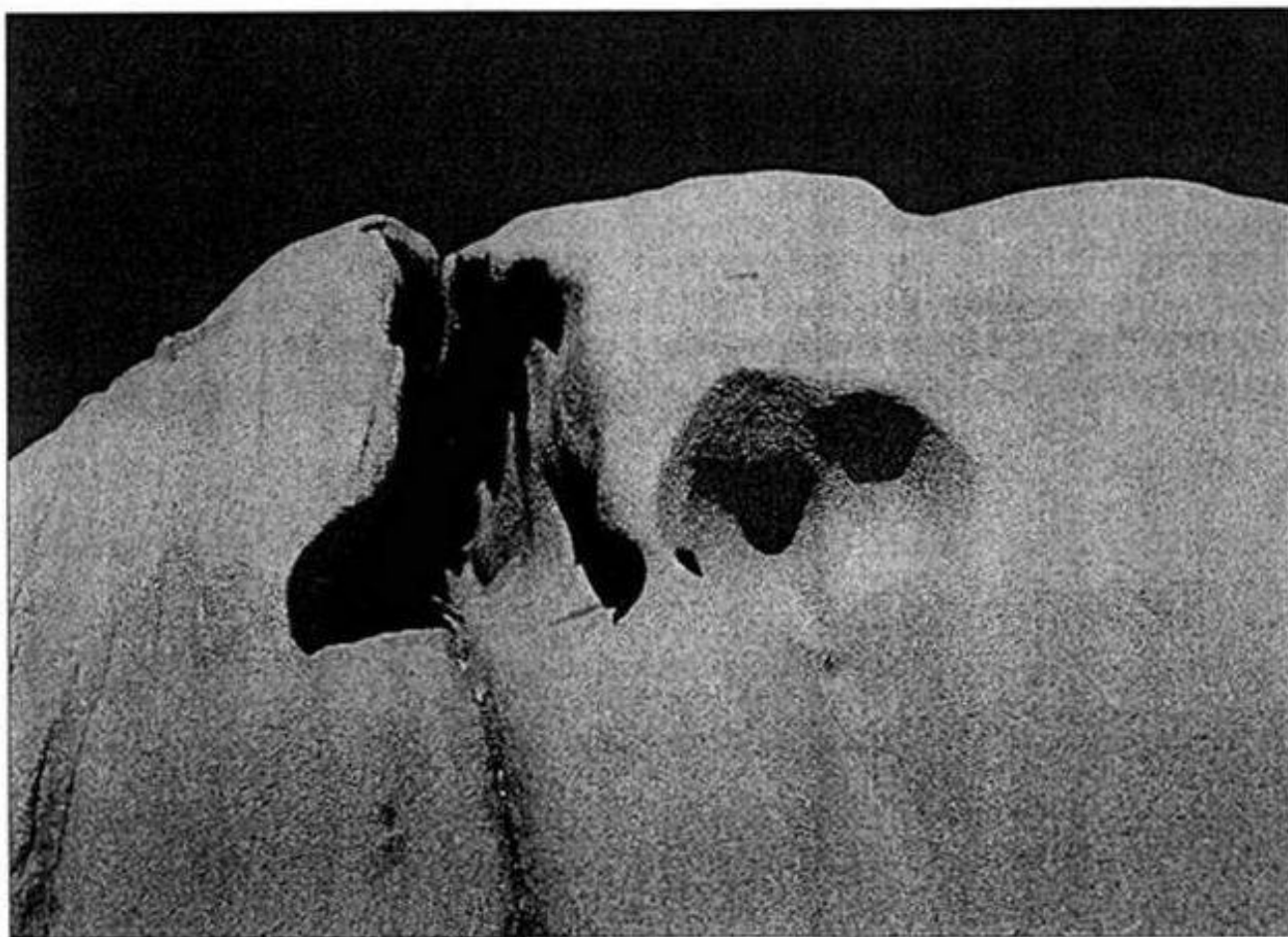


Fig. 6 Tafoni pe un bloc granitic din Sardinia (foto E. Vespremeanu, mai 2000).

BIBLIOGRAFIE

- ATANASIU, I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*. Lucrările Soc. Geogr. D. Cantemir, Iași.
- ATKINSON, D. (2004), *Weathering, slopes, and Landforms*. Ed. H. Arnold, London.
- BIROT, P. (1950), *Notes sur le probleme de la desagregation des roches cristallines*. Rev. Geom. Dyn., p. 271–276.
- BLAND, W., ROLLS, D. (1998), *Weathering: an introduction to scientific principles*. Ed. H. Arnold, London.
- CALKIN, P., CAILLEUX, A. (1962), *A quantitative study of cavernous weathering (tafonis) and its application to glacial chronology in Victoria valley, Antarctica*. Zeit. f. Geomorphology, Band 6, Heft 2, p. 317–324.
- CĂDERE, D. M. (1910), *Granitul de Măcin*. Anuarul Inst. Geol. Rom., vol. IV, p. 163–167.
- DAHL, R. (1966), *Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Norland, Norway*. Geografiska Annaler
- DERRUAU, M. (1972), *Precis de geomorphologie*. Ed. Masson et Cie, 415 p. Cap. 5, p. 264–265.
- DORSEY, J., EDELMAN, A., JENSEN, H.W., LEGAKIS, J., PEDERSEN, H.K. (2004), *Modeling and rendering weathered stone*. Ed. Lab. for Computer Science, Massachusetts Institute of Technology.
- DRAGOVICH, D. (1969), *The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern South Australia*. Zeit. F. Geomorphology, Band 13, Heft 2, p. 163–181.
- GIUȘCĂ, D. (1933), *Massif du Pricopan (Dobrogea)*. Anuarul Inst. Geo. Al Romaniei, vol. XVI, p. 481–498.
- GORE, P.J.W. (2002), *Weathering*. <http://www.gpc.edu/pgore/geology/htm>
- GOUDIE, A. (1995), *The Changing Earth: Rate of Geomorphological Process*. Ed. Blackwell, Oxford–Cambridge Mass.
- 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, vol. 357, p. 33–53.
- HUGGETT, R.J. (2003), *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography, London and New York, 386 p.
- IONESI, L. (1994), *Geologia unităților de platformă și a orogenului Nord-Dobrogean*. Ed. Tehnică, București, 280 p.
- KIMBER, O.G., ALLISON, J.A., COX, N.J. (1998), *Mechanism of failure and slope development in Rock Masses*. Trans. Of. the Institute of British Geographers, New series, vol. 23, no. 3, p. 353–370.
- KLAER, W. (1956), *Verwitterungsformen in Granit auf Korsika*. Pet. Geogr. Mitt. Ergh. 261, p. 146.
- MUTIHAC, V., IONESI, L. (1974), *Geologia României*. Ed. Tehnică, București, 646 p.
- OLLIER, C.D. (1965), *Some features of granite weathering in Australia*. Z. F. Geomorphology, Band 9, Heft 2., p. 285–304.
- RONDEAU, C.D. (1956), *Problemes de morphologie regionale et d'erosion differentielle en Corse meridionale*. Bull. Ass. Geogr. Fr., no. 257–258, p. 49–61.
- RONDEAU, A. (1961), *Recherches geomorphologiques en Corse*. Ed. Fac. Des Lettres de Paris, 586 p. Cap. II, D, p. 159–184.

ROUSH, H. (1897), *Tafonier i Corsica*. Naturen. Kristiania. Aargang 1878 og. Aargang 1879.

RUELLON, Fr. (1931), *La decomposition et la desagregation du granit a biotit au Japon et en Coree et les formes du modele qui en resultant*. Congr. Int. de Geographie, Paris 1931, Comp.-Rendu T. II, fascic. 1, p. 670–684, Paris.

RUXTON, B. P. (1958), *Weathering and subsurface erosion in granite at the Piedmont Angle, Balos, Sudan*. Geological Magazine, vol. XCV, no. 5, p. 353–377.

SĂNDULESCU, M. (1984), *Geotectonica României*. Ed. Tehnică, București, 336 p.

TAYLOR, G., EGGLETON, R.A. (2001), *Regolith Geology and Geomorphology*. Ed. John Wiley & Sons, Chichester.

TWIDALE, C.R., CORBIN, E. (1963), *Gnammas*. Rev. Geomorph. Dyn., tom XIV, p. 1–20.

TWIDALE, C.R., CAMPBELL, E.M. (1993), *Australian landforms: Structure, Process and Time*. Gleneagles Publishing, Adelaide.

VESPREMEANU, E. (1969), *Procese și forme de meteorizare pe Culmea Pricopan*. Comunicare la Sesiunea de comunicări a Facultății de Geologie și Geografie, aprilie, 1969.

VESPREMEANU, E. (2002), *Relieful de planatie din Munții Măcin*. Revista de Geomorfologie, vol. 4–5, 2002–2003, p. 35–60, Ed. Universității din București.

WATERS, R.S. (1962), *Differential weathering and erosion on oldlands*. Geogr. Jour., vol. 123, p. 503–509.

WILHELMY, H. (1958), *Klimamorphologie der Massengesteine*. Braunschweig, 238 p.

WILHWELMY, H., (1964), *Cavernous Rock Surfaces (Tafoni) in Semi Arid and Arid Climates*. Pakistan Geogr. Rev., vol. 19 p. 9–13.

Facultatea de Geografie,
Universitatea din București

MISCELLANEA

Al IX-lea workshop al geomorfologilor din Italia, România, Franța, Belgia
Neuvieme rencontre de géomorphologie. Italie – Roumanie - France – Belgique
Aspects Géomorphologiques et Géoarchéologiques des changements climatiques en Europe (Geomorphological and Geo-archeological aspects of climates changes in Europe)
3- 6 juin 2004, Reims, Campus Croix-Rouge.



Al IX -lea workshop italiano-român de geomorfologie, prin includerea și a colegilor geomorfologi din Franța și Belgia, a căpătat o dimensiune internațională, și s-a desfășurat la Reims între 3 și 6 iunie 2004. Simpozionul va fi organizat, prin rotație, de către una din țările participante.

Astfel cea de-a noua întâlnire româno-italiană a devenit prima întâlnire care a reunit oficial geomorfologii din patru țări- Italia, România, Franța, Belgia. Ea a fost organizată de Groupe Francais de Géomorphologie GFG, Université de Reims Champagne – Ardenne și de Groupe de Travail Géoarchéologie al AIG.

Comitetul de organizare (Alain Marre - Universitatea din Reims, Eric Fouache - Universitatea Paris XII, Jean-Michel Carrozza -

Universitatea Louis Pasteur din Strasbourg, Alain Devos- Universitatea din Reims), alături de secretariat (C.Dumenil, O.Lejeune, J.-F.Gennesseau, P.Pannet, A. James) au asigurat o bună desfășurare lucrărilor.

Workshopul a fost înscris sub patronajul asociațiilor geomorfologilor din cele patru țări, fiind înscris totodată sub auspiciile International Association of Geomorphologists (Mario Panizza, Italia, președinte al IAG), bucurându-se și de participarea respectivilor președinți: Francesco Dramis (Italia-AIGeo), Emil Vespremeanu (Romania- AGR), Eric Fouache (Franța- GFG), Morgan de Dapper (Belgia- BAG).

Cele circa 30 de comunicări (inclusiv postere, vizionate și prezentate unele în plen) au

fost grupate tematic în cinci sesiuni, astfel: *Geomorfologia și ocuparea spațiului de către om; Geomorfologie, Arheologie, Amenajări urbane și riscuri; Geomorfologie, modificări climatice și medii naturale; Geomorfologie și Arheologie I; Geomorfologie și Arheologie II.*

Cercetările în teren au avut loc pe valea Marnei și au vizat probleme de captare, terase, raporturile tectonice – rețea hidrografică etc, precum și vizită la laboratorul subteran de deșeuri radioactive ANDRA. Explicațiile în teren s-au constituit într-o cunoaștere efectivă a reliefului Franței din această regiune, dar și a potențialului aplicativ al cercetării științifice franceze.

Programul a inclus și vizita unor principale

obiective istorice și turistice ale orașului Reims (Catedrala, cave de champagne etc.).

Lucrările sesiunii au pus în evidență legăturile și implicările geomorfologiei cu și alte științe, necesitatea cercetărilor interdisciplinare asupra mediului, în care relieful se impune cu necesitate, dar mai ales redarea acestora în devenirea lor evolutivo-arheologică și dinamică actuală. Toate acestea reclamă și o viziune prospectivă asupra naturii.

În ansamblu, workshopul de la Reims se înscrie ca o reușită de excepție. Extinderea de la două participări specialiștilor de la două la patru țări s-a dovedit a fi benefică, în folosul cunoașterii științifice, dar și al raporturilor umane.

Florina Grecu

International Workshop on Alpine Geomorphology & Mountain Hazards **Workshop internațional de geomorfologie alpină și hazarde montane**

Bâlea Cascadă — Munții Făgăraș

În cadrul organizării **International Workshop on Alpine Geomorphology & Mountain Hazards**, realizată de către *Universitatea de Vest din Timișoara, Departamentul de Geografie, Asociația Geomorfologilor din România (AGR)*, respectiv *The Carpatho – Balkan Geomorphological Commission (CBGC)* a fost aleasă ca locație reprezentativă de desfășurare, pentru tematica manifestării stațiunea din Munții Făgăraș – Carpații Meridionali, Bâlea Cascadă (1234m), situată pe Transfăgărășan, la circa 65 km de Sibiu.

Desfășurat în perioada 23 – 26 Septembrie 2004, programul conferinței împărțit în ateliere de lucru, pe data de 24 septembrie și aplicația de teren pe Valea Glaciară Bâlea (25 septembrie), a beneficiat de participarea geomorfologilor atât din România, cât și străini, membrii ai institutelor și universităților europene (Elveția, Germania, Polonia, Ungaria, Cehia și Slovacia, etc).

Programul workshop-urilor a cuprins două sesiuni în funcție de tematicile propuse: *Geomorfologie Alpină*, desfășurată în trei ședințe, și respectiv *Hazarde montane*; conferința a

totalizat un număr de 28 de lucrări, dintre care 10 au adus în discuție problematici și noi metodologii de analiză a hazardelor și fenomenelor de risc în mediul alpin și subalpin; în această secțiune s-a pus accentul pe impactul factorilor și elementelor climatice asupra ecosistemelor montane, dezvoltarea domeniilor schiabile în funcție de suportul geomorfologic, ori pe studii de caz în ceea ce privește comportamentul stratului de zăpadă. Pe de altă parte, în cadrul primei sesiuni, au existat cel puțin două direcții dominante, ce au fost conturate de abordări uzuale în geomorfologia alpină, și anume geomorfologia glaciară și periglaciară; însă, au existat și lucrări cu alte preocupări, legate de evoluția poligenetică a masivelor montane, fiind prezentate modele de evoluție a reliefului; alte subiecte au fost legate de morfodinamica versanților și a depozitelor glaciare și periglaciare, evoluția permafrostului actual sau fosil, modele ale evoluției complexelor glaciare, glacio-nivale, morfologia complexelor alpine și subalpine, tratate atât teoretic cât și ca studii de caz.

Într-o privire generală asupra arealelor de cercetare se poate concluziona faptul că s-a acoperit o zonă extinsă ca suprafață, cuprinzând Munții Carpați, Tatra, Caucaz, însă cu predilecție asupra masivelor înalte din Carpați, în special asupra ramurii Meridionale.

Abordarea acestor subiecte a fost un real succes cu atât mai mult cu cât în investigarea de teren și de laborator s-au folosit metodologii utilizate în noua abordare geomorfologică ce s-au concretizat prin utilizarea diverselor metodelor de datare, metode pedologice, metode de identificare a ratelor de mișcare, ori SIG; de asemenea au existat preocupări în ceea ce privește elaborarea unei palete de simboluri tematice pentru întocmirea unei hărții geomorfologice unitare a Europei, a cărei elaborare a început cu aria Varșovia, încă din perioada anilor 1970.

În urma colaborărilor internaționale dintre instituții, departamente de profil, dar și institute din alte domenii de cercetare, materializate în echipe mixte, (peste 20% din lucrările expuse au fost create de acest gen de echipe mixte) s-a remarcat valoarea științifică a lucrărilor, fapt din care se poate concluziona necesitatea cercetărilor pe criterii nu numai in-

terdisciplinare cât și multinaționale.

Aplicația de teren, din două variante propuse, a urmat traseul (cu o diferență de nivel de peste 1200 metrii) Bâlea Cascadă (1234 m) – Circul glaciari Bâlea (2040 m) – Șaua Capra – Vârful Vânătoarea lui Buteanu (2507 m) – Circul glaciari Văiuga – Bâlea Cascadă, dovedindu-se o foarte bună ocazie de discuții „la fața locului”, de schimburi de informații și opinii asupra evoluției reliefului glaciari și periglaciari, asupra urmelor (microformelor și formelor de relief) ce se pot identifica pe teren și reprezintă indicatori ai fazelor și stadiilor glaciare, asupra diverselor condiții locale de evoluție sau involuție a structurilor periglaciare, dar și asupra altor teme legate fie de intervențiile antropice, fie legate de mediul alpin și subalpin al ariei Bâlea; de asemenea, fiind prilejuate și de existența unor areale eșantion de investigare, schimbul de opinii realizat, a fost oportun unor comparații cu situații similare din alte masive montane din Carpați sau din Tatra.

În consecință, acest workshop s-a dovedit a fi o manifestare, nu numai la mare înălțime, dar și de o înaltă ținută științifică, prin bogatul spectru de abordare a problematicilor legate de geomorfologia alpină.

Andreea Andra

Recenzii

MIHAI IELENICZ, *Geomorfologie*, Editura Universitară, București, 2004, 340 p., 55 figuri, fotografii

Cumulând un volum impresionant de informații cu scheme sintetice, schițe de teren și fotografii, cursul de *Geomorfologie* elaborat de prof. univ. dr. Mihai Ielenicz a apărut ca o necesitate în peisajul publicistic universitar. Într-o abordare modernă, lucrarea este structurată în cinci părți, insitând pe geomorfologia genetică, considerată de autor esențială în pregătirea studenților aflați în primii ani de studiu.

În prima parte sunt expuse probemele teore-

tice ale geomorfologiei la scară globală. Se remarcă modul sintetic în care este structurată informația, începând cu definirea obiectului de analiză, diviziunile și principalele direcții în studiul reliefului, metodologia specifică de investigație. Pentru înțelegerea mecanismelor care impun funcționalitatea sistemelor morfologice, ultimele trei capitole prezintă sursele energetice generatoare de relief, agenții și procesele cu implicare directă în geneza și evoluția geomorfosferei, în concordanță cu legile generale și cele specifice, organizate pe diverse trepte ierarhice.

Partea a doua – Geomorfologie genetică – este și cea mai cuprinzătoare, desfășurân-

du-se pe 230 de pagini. După o sumară prezentare a componentei reliefosferei, sunt analizate succesiv principalele categorii de reliefuluri ordonate în funcție de importanța și complexitatea agentului și frecvența formelor rezultate la suprafața terestră. Pentru a facilita înțelegerea și însușirea noțiunilor teoretice au fost utilizate numeroase exemple concrete, explicitate prin crochiuri, schițe de hartă, fotografii.

Climatele și individualizarea unor sisteme morfogenetice caracteristice fac subiectul celei de-a treia părți a cursului. Pentru început, autorul prezintă cronologia ideilor care au condus la conturarea concepției morfoclimatice în geomorfologie ca subramură distinctă. În conformitate cu aceasta, se trece de la analiza teoretică, de ansamblu a categoriilor de reliefuluri determinate genetic, realizată în capitolele anterioare, la particularizarea fiecărui sistem morfologic în funcție de condițiile regionale și locale, subliniind relațiile de interdependență existente între structura mediului geografic, agenții, procesele și formele de relief rezultate în cadrul fiecărei zone și etaj morfoclimatic.

Partea a patra, foarte succintă, prezintă modul în care formele de relief pot fi grupate în unități teritoriale cu o anumită dezvoltare spațială, în funcție de specificul morfologic, prin două operațiuni distincte: regionalizarea și tipizarea. În vederea realizării unei regionalizări geomorfologice sunt luate în considerare caracteristici precum: omogenitatea, unicitatea, relațiile structurale și funcționale, ierarhizarea. Analiza generalizată a unităților morfologice regionale conduce la stabilirea tipurilor, ca modele sintetice de ordin teoretic, esențiale în cunoașterea și înțelegerea reliefului terestru.

Ultima parte a lucrării grupează sub titulatura „Evoluția generală a reliefului” principalele teorii care explică individualizarea unităților majore de relief dar și modelele evolutive care au avut drept rezultat complexitatea morfologică a regiunilor de uscat. Fără a accentua importanța vreunei teorii, autorul se rezumă la o prezentare obiectivă, cronologică a abordărilor diferite de la autor la autor a

condițiilor de modelare și implicațiilor acestora în morfogenează, sugerând și tendințele actuale ale preocupărilor în domeniu.

Rezultată în urma unei îndelungate activități de documentare și cercetare geomorfologică de teren, lucrarea surprinde prin modul fericit în care îmbină abordarea teoretică clasică cu maniera personală de analiză a problemicii geomorfologice fundamentale. Nota de originalitate, care impune și caracterul formativ al cursului, constă în formularea, la sfârșitul fiecărui capitol, a unor cerințe specifice, ce permit cititorului evaluarea asimilării conținutului, dar și stabilirea reperelor esențiale în cunoașterea reliefului.

Mihaela Verga

NICOLAE RĂDOANE, *Geomorfologia bazinelor hidrografice mici*, Editura Universității Suceava, 2002, 255 pag., 82 fig., rezumat lb. engleză

Lucrarea *Geomorfologia bazinelor hidrografice mici* este structurată în opt capitole în care se studiază factorii de control, procesele geomorfologice actuale dar acestea sunt privite și ca sursă de aluviuni. Această lucrare se înscrie pe linia cunoașterii proceselor geomorfologice din cadrul unui bazin hidrografic mic. Întreaga lucrare se axează pe interpretarea bazinului hidrografic mic ca un sistem deschis care primește și cedează materie și energie.

Autorul, experimentatul prof.univ.dr.Nicolae Rădoane, a început studierea proceselor geomorfologice actuale odată cu anul 1976, cercetarea realizându-se în contextul în care intervenția antropică a imprimat particularități aparte unora dintre procese, în primul rând celor de albie.

Lucrarea, prin excelență de geomorfologie dinamică, a fost orientată de la început pe realizarea de măsurători amănunțite, pe cunoașterea mecanismului intrinsec al producerii proceselor și legăturilor ce există între factorii de control și procese.

În primul capitol autorul realizează localizarea perimetrului luat în studiu, stadiul actu-

al al cunoașterii bazinelor hidrografice pe plan mondial precum și un argument al propriilor cercetări. Cel de-al doilea capitol are caracter teoretic, în el autorul abordând concepte moderne în geomorfologie, cum ar fi cele de mărime, frecvență, sezonabilitate și bilanț geomorfologic.

Factorii de control sunt prezentați detaliat în cel de-al treilea capitol (factorii geologic, geomorfologic, climatic, hidrologic, biogeografic și antropic), de asemenea realizându-se ierarhizarea factorilor și legătura dintre aceștia.

Următoarele trei capitole sunt dedicate proceselor geomorfologice actuale (surpări și rostogoliri, crep, alunecări de teren, curgeri de noroi, pseudosolifluxiuni, eroziune în suprafață, eroziune torențială, modelarea albiciei, eroziunea chimică). Ca un element de sinteză este realizată harta proceselor geomorfologice actuale.

Un capitol important al lucrării este dedicat bazinelor hidrografice ca surse de aluviuni, abordare care se înscrie pe linia tradiției școlii geomorfologice de la stațiunea Pângărați. În acest capitol este evaluată producția de aluviuni atât prin metode tehnice cât și experimentale.

Lucrarea, o reală contribuție la studiul bazinelor hidrografice mici, prezintă în ansamblu desfășurarea proceselor geomorfologice actuale, mecanismul acestora și legăturile complexe ce există între factorii de control și procese. Autorul a desfășurat o cercetare de tip experimental asupra proceselor de eroziune și transport, a stabilității versanților pentru evaluarea bilanțului denudațional și a identificării tendințelor actuale în dinamica reliefului din aria munților flisului din Carpații Orientali.

Recomandăm lucrarea cu căldură tuturor acelor care studiază bazinele hidrografice, în primul rând dinamica actuală din cadrul acestora.

Bogatul material grafic și cartografic completează o lucrare de referință pentru studiul bazinelor hidrografice mici din România.

Lect.univ.dr. Laura Comănescu

FLORINA GRECU, GIOVANNI PALMENTOLA, *Dynamic geomorphology*, Ed.Tehnică, București, 2003, 392 p., 216 figs., 47 tables.

Florina Grecu of the University of Bucharest (Romania) and Giovanni Palmentola of the University of Bari (Italy) have developed a set of concepts, theories and laws on the structure of processes and forms, the relations between them and their functions.

The author's approach focusses on one basic idea namely slope and channel system dynamics and related to it glacial, coastal and aeolian processes. The work is divided in five parts and sixteen chapters.

Part One – *Fundamentals*, discusses the identity of dynamic geomorphology pointing to the place and role of landforms as dynamics effect (Chapter on *Global theoretical bases – philosophical and physical*), the origin, classification and change of landforms (chapter on *Landforms*). It is basically a discussion of the significance of landform dynamics in time and space in the case of short-term phenomena and of the sudden and long-term manifestation of landform on local, regional and global scale.

Part Two – *Rock and hypergenesis* completes the content of dynamics by a detailed approach to the characteristics of rocks (humidity, porosity, cohesion, angle of internal friction, plasticity, sensitivity, tixotropy, permeability and chemical properties), hypergenetic processes (physical – mechanical, chemical and biotic) and the weathering cover.

Part Three – *Slopes-dominantly gravitational processes* is a synthetic presentation of the fundamental slope processes such as the notion of slope, morphometric and morphographic particularities, classification and functional slope units, evolution of slopes, models and theories on slope dynamics. In the same way the authors deal with sinking-induced movements, movements triggered by piping and down sagging, landslides and slope deposits. All the chapters included in this part of the book pinpoint the interactions between processes and forms, the latter being modi-

fied by the former, and once forms are modified they engender other processes; the relations between them are subsequently reorganised in terms of form size and process intensity against the general background tending towards equilibrium.

Part Four makes a multifactoral analysis of water processes and related forms. Chapter 12—*The morphohydrographic basin—elements of dynamic geomorphology* deserves a special mention for the scientific value of the quantitative analysis model of various-order basins and the development of a complex law of dependences among the variables defining the

drained area (geomorphometric model of drainage, surfaces, perimetres, slopes, etc.) and the multiple correlations.

The last part (author Prof. Palmentola) completes the special dynamics of forms shaped by glacial processes (the Absaroca the French Alps-Chamonix, Canada), coastal processes (Nazara Beach- Portugal) and aeolian processes (Algeria and Libia).

The rich illustration (graphs and maps), the wealth of information, the statistical-mathematical methods used and the authors' approach to the subject confer the work a theoretical and methodological value.

Dr. Maria Sandu

Tiparul s-a executat sub c-da nr. 1538/2006 la
Tipografia Editurii Universității din București
