

ASOCIAȚIA GEOMORFOLOGILOR DIN ROMÂNIA



AGR

**REVISTA
DE
GEOMORFOLOGIE**

3

București, 2001

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

vol. 3

2001

CUPRINS

Studii și comunicări / Researches and Colloquims

ION MAC, DAN PETREA, NICOLAE HODOR – <i>Suprafețele de nivelare din Munții Maramureșului/ Leveling surfaces in Maramureș Mountains</i>	5
MIHAI IELENICZ – <i>Problema suprafețelor și nivelele de eroziune în Subcarpați/ Le problème des surfaces et des niveaux d'érosion</i>	11
C. BRANDUȘ, A. GROZAVU – <i>Natural hazard and risk in Moldavian Tableland/Hazarde și riscuri naturale în Podișul Moldovei</i>	15
CRISTIAN GORAN – <i>Coordonatele structurale și distribuția formelor în configurațiile fluviocarstice/Structural coordinates and distribution of shapes in fluvio karstic settings.</i>	25
FLORINA GRECU, LAURA COMĂNESCU – <i>Hierarchical anomaly index (Horton – Strahler System) for the Casimcea and Hartibaciu drainage basins</i>	33
PETRU URDEA – <i>Relieful periglaciara și individualitatea reliefului alpin în Carpații Meridionali/ Periglacial relief and alpine relief individuality of the Southern Carpathians</i>	39
MIRCEA VOICULESCU – <i>Some considerations on the dynamic and types of the morphogenetic processes in the Fagaras Massif</i>	47
MARCEL MÎNDRESCU – <i>Geomorfometria masivelor montane/ Geomorphometry of mountains</i>	61
MARIA RADOANE, NICOLAE RADOANE – <i>Eroziunea terenurilor și transportul de aluviuni în sistemele hidrografice Jijia și Bârlad/Land erosion and the sediment transport in the Jijia and Bârlad drainage basins</i>	73
CONSTANTIN RUSU, MIHAI CIPRIAN MARGARINT, EUGEN RUSU – <i>Observații asupra dinamicii recente a reliefului în bazinul raului Cuiejdol (Munții Stanisoarei). Implicații asupra complexului hidrogeomorfologic Lacul Crucii</i>	87
SZEKERNYES REKA, V. BUDIU, V. SURDEANU – <i>Dinamica alunecărilor de teren în sistemul natural și amenajat. Studiu de caz în valea Chintenilor/ The dynamics of landslides in natural and human systems</i>	95
M.DINU, A. CIOACĂ, – <i>Contribuții geomorfologice la Studiul mediului înconjurător</i>	105
SORIN FILIP – <i>The geomorphological perspectives of the man – environment relationship in the eastern compartment of Cluj Hills</i>	113
L.BUZILA, A. PERSOIU, V. SURDEANU – <i>Dinamica alunecării de teren de pe strada Dragalina/ The dynamics of landslides in Dragalina street</i>	119

MARIAN ENE – <i>The relief's dynamic variety in the Intre Râmnic Subcarpathian Depression</i>	125
ADRIAN GROZAVU – <i>Present Day's Geomorphological processes and the tendency of relief evolution in the Subcarpathian Region between the Trotus and the Susita</i>	133
ALFRED VESPREMEANU STROE – <i>Morfodinamica avanplajei din cadrul țărmului Sf. Gheorghe/ The morphodynamics of ridge and runnel – proximal bar system on the Sf.Gheorghe shore</i>	141

Miscellanea

Al V-lea Workshop Româno-Italian de Geomorfologie (27 mai – 3 iunie 2000, București), (Florina Grecu)	149
Al XVIII-lea Simpozion Național de geomorfologie (28-30 septembrie 2000, Sighetu Marmăției) (Laura Comănescu)	150
Al VI-lea Workshop Italian –Român de Geomorfologie (9 – 12 Mai 2001, Bari), (Laura Comănescu)	151

PROBLEMA SUPRAFEȚELOR ȘI NIVELELOR DE EROZIUNE ÎN SUBCARPAȚI

Mihai IELENICZ

Cuvinte cheie – suprafețe de nivelare, nivele de eroziune, glacisuri, avanfosă, mișcări neotectonice.

Le problème des surfaces et des niveaux d'érosion. Dans les Subcarpates, surtout près de la montagne et sur de cimes formées par des roches très dures, ont été gardées les traces de la modélisation pendant Pliocène et Quaternaire, comme des surfaces et des niveaux d'érosion, des terrasses. On peut reconstituer une surface près de la montagne et l'autre d'un glacis d'érosion (Roumain-Pleistocène inférieur), un niveau des replats de vallée et 5-8 terrasses. Il y a des différences d'une unité à l'autre.

Subcarpații reprezintă o regiune geografică unitară desfășurată la exteriorul Carpaților, născută pe amplasamentul depresiunilor getică și pericarpatică în cadrul căreia s-au produs subsidențe și acumulări imense de depozite cu caracter de molasă dominant, de proveniență carpatică, strivite de mișcările tectonice din pliocen, dar mai ales din cuaternar. Evoluția și alcătuirea geologică se resfrânge mult în caracteristicile reliefului. Se remarcă îndeosebi:

- paralelismul structurilor cutate cu muntele și reflectarea în bună măsură a acestuia în desfășurarea unor ulucuri depresionare și a unor șiruri de dealuri înalte (Subcarpații Moldovei, Subcarpații Getici);

- dezvoltarea unor alinamente de bazine depresionare la contactul dintre litofaciesuri cu rezistență diferită (marno-argile cu gresii și conglomerate în strate groase în Subcarpații de Curbură);

- depresiuni cu vetre aluviale extinse în sectoarele în care există sau au funcționat arii subsidente (Tg. Jiu);

- culmi cu numeroase vârfuri și șei înalte asimetrice pe faciesuri monoclinale cu alternanțe de strate groase de gresii și marno-argile;

- culoare de vale relativ transversale pe structuri și în care sectoarele depresionare cu terase și lunci extinse alternează cu îngustări (chiar chei) cu numeroase praguri lito-structurale;

- înălțimile cele mai mari în locurile unde înălțările de la finele pleistocenului au fost deosebit de active (Vrancea) sau unde rocile (gresii compacte sau conglomerate) au opus o rezistență foarte mare (bazinul Argeșului, Culmea Pleșu);

- o morfodinamică extrem de activă favorizată de diversitatea petrografică, de pante și o presiune antropică mare.

Prin caracteristicile tectonice și structurale, morfologice și evolutive, Subcarpații constituie o unitate de tranziție între Carpați și celelalte regiuni deluroase din țara noastră. Specificul lor este accentuat de structura cutată și monoclină specifică regiunilor periferice unor unități de orogen.

Subcarpații nu s-au exondat în întregime în același timp. Au existat sectoare care au devenit uscat în roumanian (lângă munte în Subcarpații de Curbură și în nordul Subcarpaților Moldovei) și altele în care acest lucru s-a petrecut la începutul sau către mijlocul pleistocenului. Ca urmare, evoluția geomorfologică a fost diferită până în pleistocenul mediu după care ea poate fi generalizată la marile subunități subcarpatice și chiar la întreaga regiune cu legături multiple atât în rama montană cât și în unitățile de la exterior. Urmele acestei evoluții apar în trepte la nivelul interfluviilor sau în culoarele de vale fiind nivele de eroziune și terase.

Suprafețele și nivelele de eroziune au reprezentat o problemă viu disputată în lucrările geomorfologice.

Primele *idei* sunt elaborate în lucrările lui A. Nordon (1931), Mihai David (1931) și

N. Popp (1939). Primul urmărește aceste trepte în Carpați Orientali dar și în Subcarpați. În acest sens prezintă importanță, „suprafața de eroziune levantină” care în Subcarpații Moldovei și cei de Curbură s-ar situa la nivelul unor culmi înalte la 600-700 m în nord și 850-870 în sud. Cea de-a doua treaptă – „suprafața cuaternară” cunoaște o mare desfășurare în Subcarpați, având altitudini de 600-650 m către munte și în jur de 400 m la exterior, ea tăind și pietrișurile de Căndești.

Mihai David (1931) în Subcarpații Moldovei identifică trei platforme din care: *cea superioară* (Corni) este redusă la câteva vârfuri, de vârstă meoțiană, cea de-a doua (platforma Ghindăoani) are o mare dezvoltare în toată Moldova („penepena moldovenească”) fiind de vârstă potențiană, iar suprafața inferioară (Grumăzești) este realizată în levantin.

Nicolae Popp (1935) urmărește platformele de eroziune în Subcarpații dintre Dâmbovița și Prahova și identifică trei trepte: Talea (Talea 1 și Talea 2) la 850-900 m care reteză formațiuni paleogene și cretacee aparținând culmilor de sub munte; cea de-a doua – Drăgăneasa are cea mai mare dezvoltare coborând de la nord (600-650 m) spre sud (450-500 m), iar ultima – platforma Căndești, care se găsește la exterior, reteză depozitele romaniene. Toate sunt cuaternare (prerisiene).

După 1960 în tezele de doctorat și în unele lucrări de sinteză, s-au emis și alte păreri.

Al. Roșu în 1967 în Subcarpații de la vest de Gilort separă două etape de evoluție de la care au rămas urme de nivelare, unele la nivelul interfluviilor, altele ca suprafețe de discontinuitate din cadrul unor structuri anticlinale. Primei etape – care în munte a dat suprafața Gornovița, îi corespunde în Subcarpați nivelul Săcelul la 450-500 m și mai multe nivele fosilizate; este de vârstă pliocen superior. Cea de-a doua etapă care s-a desfășurat în tot cuaternarul are ca rezultat patru nivele de eroziune (Sporești la 350-400 m,

cuaternar inferior; Târgului la 300-340 m, cuaternar mediu; ulucul inițial la 250-400 m sincron cu terasele de 90-100 m și 40-60 m; bazinele depresionare în curs de formare).

L. Badea (1966-1967) în Subcarpații dintre Gilort și Olt identifică o suprafață pe marginea muntelui într-o etapă de evoluție sarmațian superior – pliocen și nivele locale de eroziune, care se înscriu într-o primă fază de evoluție cuaternară când s-a produs fragmentarea și înlăturarea conurilor piemontane de la începutul pleistocenului; sub acestea se află cele nouă nivele de terasă.

O singură etapă de evoluție – pliocenă – în cadrul căreia s-a realizat o suprafață policiclică prezentă în martori grupați în două nivele este susținută de O. Mândruț (1994) între Argeș și Argeșel.

În Subcarpații dintre Teleajăn și Buzău, Dida Popescu (1970-1971), Mihai Ielenicz (1971) indică trei trepte: una în vecinătatea muntelui la $\pm 1\ 000$ m (dacian-romanian), alta la ± 700 m cu o largă dezvoltare în nordul și centrul Subcarpaților (coboară spre sud până la 420 m), detașată în villafranchian-pleistocen inferior și cea de-a treia (pleistocen mediu) prezentă ca umeri de vale care de la 550 m, lângă munte ajunge la 300 m la contactul cu câmpia.

În Subcarpații Vrancei, H. Grumăzescu în 1973, relevă câteva cicluri evolutive în care au rezultat: o treaptă de nivelare (sarmațian-meoțian) lângă munte, un piemont de eroziune (ponțian, în bună parte fosilizat de depozitele villafranchiene) și un nivel de vale care aparține pleistocenului mediu.

În Subcarpații Tazlăului C. Brânduş (1981) cartează atât la marginea munților Berzunț, cât și pe laturile culmii Pietricica, o serie de glacisuri pe care le apreciază ca pleistocene (ceva mai vechi, fiind cele de sub Berzunț). La concluzii similare ajunge și Gh. Lupașcu (1996) în depresiunea Cracău. Deci, suprafețele de nivelare descrise de Mihai David în Subcarpații Moldovei sunt negate.

Coborârea tuturor informațiilor referitoare la treptele de nivelare din Subcarpați arată, că există pe de-o parte deosebiri importante ce apar la nivelul unităților principale și care se reflectă în caracteristici ale

suprafețelor și nivelelor de eroziune, iar pe de alta și câteva aspecte generale comune. Astfel suprafețele există, dar s-au păstrat în relief ca nivele interfluviale, umeri, creste de intersecție;

- fizionomia lor a fost modificată prin morfodinamica de versant foarte intensă care frecvent le-a înlăturat, punând în evidență, forme de relief structural;

- treptele sunt rezultatul unor modelări parțiale, înfăptuite în intervale de timp scurt, multe având caracter de glacisuri dezvoltate pe contacte hipsometrice, structurale sau petrografice.

În *Subcarpații Moldovei*, situația este similară cu aceea din Podișul Moldovei. Apar evident două etape de evoluție de la care s-au păstrat în relief forme de nivelare. Din sarmațian (când au fost în bună măsură exondați) și până la finele pliocenului (în sud, începutul cuaternarului), uscatul de la marginea munților reprezintă un plan înclinat spre est, spre culoarul văii Siretului aflată la începutul schițării sale. El constituia o câmpie erozivo-acumulativă, cu caracter de glacis care se încadra în glacisoplena din jumătatea nordică a Podișului Moldovei.

La finele romanianului și începutul cuaternarului, ridicarea mai intensă a unor structuri anticlinale presarmațiene a dus la impunerea în peisaj a dealurilor Pleșu și Pietricica. Astfel, între acestea și munte au rezultat spații depresionare cu caracter sinclinal. Acum se intră într-o etapă evolutivă nouă. Vechea suprafață deformată neotectonic, va fi intens fragmentată și distrusă datorită rocilor cu rezistență mică. Din ea, n-au mai rămas decât petice la contactul cu muntele (sub muntele Berzunț după C. Brânduș 1981), dar și pe unele poduri interfluviale ale dealurilor din est. Sub nivelul ei au fost detașate unele trepte cuaternare din care cea mai veche are caracter mixt erozivo-acumulativ. Acestea apar local, în culoarul văilor principale ca nivel de eroziune, terasă superioară sau glacis acumulativ.

- *Subcarpații Getici* s-au construit ca o unitate de relief, treptat la finele pliocenului și la începutul cuaternarului. Mișcările tectonice din pliocen au creat local unele structuri anticlinale și sinclinale care cuprind formațiuni

miopliocene; unele anticlinale au fost chiar exodate, reprezentând insule în lacul pliocen de la marginea Carpaților. Finalul pliocenului și începutul cuaternarului corespund dezvoltării unor conuri de pietrișuri și nisipuri enorme care pornesc, în concepția lui V. Mihăilescu (1945, 19....) de sub munte și se extindeau crescând în grosime mult spre sud. Mișcările tectonice din cuaternar au ridicat munții și s-au manifestat diferit în spațiul subcarpatic. Astfel, în unele sectoare, au ridicat structurile anticlinale formând dealuri, iar între acestea și munte au favorizat conturarea unor ulucuri depresionare (Câmpulung, nordul Olteniei). În alte sectoare, ridicările au fost în bloc, dar mai intense în vecinătatea muntelui. Ca urmare, a rezultat o structură monoclinală în care eroziunea a creat un relief adecvat. Importanță au micile depresiuni de eroziune la contactul cu muntele și văile subsecvente. Indiferent de situație, modelarea în pliocen-cuaternar a pus în evidență câteva trepte. Astfel, pe rama muntelui apare clar suprafața Gornovița realizată în pliocen. Aceasta în Subcarpați, este identificată la partea superioară a unor dealuri (Alexandru Roșu 1967, în nivelul Săcelu, aflat la 450-500 m) sau ca nivel fosilizat (suprafață de discontinuitate). Ei îi aparțin însă și nivelul superior al culmilor din vecinătatea muntelui din bazinul Argeșului aflat la peste 750 m și dezvoltat pe depozite paleogene și miocene. Toate erau sectoare de uscat supuse nivelării prin pedimentație și abraziune.

Cea mai mare parte a Subcarpaților Getici însă s-a format la sfârșitul cuaternarului. La începutul acestei etape, concomitent cu ridicarea regiunii de sub munte este îndepărtată prin eroziune o mare parte din pânza subțire de pietrișuri și nisipuri villafranchiene, creându-se o imensă suprafață de eroziune cu caracter de glacis. Ulterior, pe de o parte local, înălțările diferențiate ca intensitate, au deformat-o, iar pe de altă parte, evoluția accelerată pe bazine hidrografice secundare a dus la fragmentarea și îndepărtarea ei.

Deci, din evoluția pliocenă au rămas în relief urme puține prezente pe rama muntelui și pe unele culmi formate din roci mai dure, iar din cea villanfranchian-pleistocen inferior, suprafață de glacis de eroziune intens

fragmentată ulterior. Sub acestea, sunt nivelele de terase cuaternare.

- În *Subcarpații Curburii*, situația este mult mai complexă, ea fiind determinată de interferența diferită regional, dintre tectonică, rocă și oscilațiile nivelului lacului în pliocen și cuaternar. În vecinătatea muntelui, există o fâșie exondată încă de la începutul pliocenului, ea având o alcătuire și o structură carpatică (formațiuni paleogene predominant grezoase, intens cutate). Opus, la contactul cu câmpia se află o fâșie mio-pliocenă (de la calcare la marne și nisipuri) individualizată ca relief la începutul cuaternarului prin ridicări diapire. Între ele, se desfășoară o fâșie unde se interferează elemente structurale și de relief specifice celor două situații. În *Subcarpații de Curbură*, ridicările cuaternare au avut cea mai mare intensitate, dar au cunoscut amplitudini diferite de la o fază la alta și de la un sector la altul. Ca urmare, uscatul a apărut treptat pe fâșii care s-au adăugat de la munte spre exterior, rezultând reliefuri ce au fost nivelate diferit. Au rezultat, suprafețe de echilibru locale pe bazine și pe fâșii de uscat, de tipul glacisurilor și umerilor de vale. Cele mai vechi se află în vecinătatea muntelui la nivelul interfluviilor, continuându-se în munte

prin umeri de vale, iar cele mai noi, au desfășurare largă la exterior și ca nivele pe văile principale în interiorul *Subcarpaților*. În dealurile de la contactul cu câmpia au caracter mixt de eroziune și acumulare.

Cele trei nivele (M. Ielenicz 19....) au fost ridicate la înălțimi diferite de mișcările de la sfârșitul pleistocenului suferind o intensă fragmentare.

Concluzii. În spațiul subcarpatic îndeosebi, lângă munte apar evidente urmele modelării pliocene începute în unele locuri mai timpuriu (pliocen inferior), iar în altele mai târziu. S-au păstrat ca petece lângă munte și pe unele culmi formate din roci mai rezistente la eroziune, în unele sectoare sunt corelate cu suprafețele discontinuitate.

Modelarea de la finele romanianului și din prima parte a pleistocenului a dat o suprafață de glacis de eroziune din care nu au rămas decât petece deformate neotectonic și care ulterior au fost fragmentate puternic de eroziune. Local mai apar și urmele unei a treia secvențe de modelare parțială (în cuaternar) ce a dat umeri de vale, iar în *Subcarpații de Curbură*, o treaptă mai extinsă cu caracter mixt eroziv-acumulativ.

Bibliografie

- BADEA L. (1966), *Subcarpații dintre Cerna Oltețului și Gilort*, Ed. Academiei, București.
- BRÂNDUȘ C. (1981), *Subcarpații Tazlăului*, Studiu geomorfologic, Ed. Academiei, București.
- DAVID M. (1932), *Relieful regiunii subcarpatice din distinctele Neamț și Bacău*, B.S.R.R.G., L (1931)
- DONISĂ I. (1968), *Geomorfologia Văii Bistrița*, Ed. Academiei, București.
- GRUMĂZESCU H. (1973), *Subcarpații dintre Călnău și Șușița*, Studiu geomorfologic, Ed. Academiei, București.
- IELENICZ M. (1978), *Observații geomorfologice în bazinul Slănicului de Buzău*, Anal. Univ. București, Geografie XXVII.
- IELENICZ M. (1984), *Munții Ciucaș-Buzău*, Studiu geomorfologic, Ed. Academiei, București.
- LUPAȘCU Gh. (1996), *Depresiunea Cracău*, Ed. Academiei, București.
- NORTON A. (1933), *Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologiques des Carpathes Orientales roumaines*. C.R.Congr.Inter.Geogr.Paris, II, (1931)
- POPESCU DIDA (1966), *Aspecte geomorfologice din Subcarpații cuprinși între valea Vărbilăului și valea Teleajenului*, An.Univ.București, geol.-geogr. XV, nr. 1
- POPP N. (1939), *Subcarpații dintre Dâmbovița și Prahova*, Studiu geomorfologic, S.R.R.G., Studii și cercetări geografice, III.
- POSEA GR., POPESCU N., IELENICZ M. (1974), *Relieful României*, Ed. Științifică, București.
- ROȘU AL. (1967), *Subcarpații Olteniei dintre Motru și Gilort*, Ed. Academiei, București.

*Facultatea de Geografie
Universitatea din București*

NATURAL HAZARD AND RISK IN MOLDAVIAN TABLELAND

C. BRÂNDUȘ¹, A. GROZAVU²

Cuvinte cheie: Podișul Moldovei, hazarde, risc natural

Hazarde și riscuri naturale în Podișul Moldovei. Podișul Moldovei, prin condițiile litologice, morfo-structurale, climatice etc., constituie un teritoriu favorabil manifestării diferitelor hazarde (seismic, geomorfologic, climatic, hidrologic), cu grade variabile de intensitate, pe alocuri severă. Evaluarea riscului, prin numărul de persoane expus unei anumite severități a hazardelor respective, conduce la diferențierea mai multor categorii de areale cu expunere diferită la riscuri naturale: scăzută, moderată, moderat-mare, mare. Populația din marile aglomerări urbane (Iași, Galați, Bârlad, Vaslui ș.a.) precum și cea din zonele cu potențial ridicat (părțile central-sudice ale podișului) de seismicitate, al proceselor geomorfologice actuale sau de inundare, este expusă celui mai mare risc.

The analysis of natural hazard and risk issue on a relatively large area with varied geographical conditions, such as the Moldavian Tableland, supposes an advanced level of synthetic and detailed knowledge of it.

Situated between the Eastern Carpathians and Subcarpathians in the west and Prut valey in the east, the Moldavian Tableland lies on a surface of about 25.000 km² (over 10% of the country's surface), with a population of 3,12 million inhabitants (15% of the overall population of Romania) and with a population density of 120 inh/km² (Fig. 1) that is more than the average population density of the country (according to the data provided by the last census, in 1992).

From the morphostructural point of view, the Moldavian Tableland belongs to the platform unities, that is to the western border of the great East-European Platform, to its borderline with the Eastern Carpathians orogen. The sedimentary counterpane, made up of Paleozoic, Mesozoic and especially of Neozoic deposits, represented by predominant marl-clayish, sandstone and sand complexes, in alternation with layers of very different thicknesses from one region to another, presents, at least at the Miocene (Sarmatian) level, a general inclination from NW to SE, with values varying between 7-12 m/km.

The relief forms represented by hills with a horizontal fragmentation of 700-900 m, an

average depth of the fragmentation of 100-125 m and slopes of 5-15°, is conditioned by its lithology and the monoclinial bedding. To be more specific, we may assert that the large structural plateaus and the narrow interfluves up to the intersection crests of the slopes are characteristic, alternating with large assymmetric valleys, in most of the cases. The cuestas seem to be characteristic, with a total length estimated at about 1650 km, and with their front surface at about 825 km² (Brânduș, Grozavu, 1998). Another important trait is represented by the increased frequency and intensity of the mass-movement on cuesta fronts and the moderate intensity, with predominant areolar and linear erosion, on their back sides.

The climate is temperate-continental, because of the position occupied within the European continent and of some local and regional geographical factors, such as: the Eastern Carpathians being placed in the west, thus representing an obstacle against the wet Atlantic air masses, the wide eastward opening, favouring the manifestation of some excessive continental traits (cold air masses dominating in winter and warm and dry ones in summer), 100-200 m lower heights in the depression areas.

In the present study, the issue of hazards and risk in the Moldavian Tableland was dealt with according to the current international

acceptance and terminology, include in the dictionary "*Internationally agreed glossary of basic terms related to disaster management*", edited by ONU and IDNDR Secretary's Office, in 1992.

Therefore, we consider **hazards** as **manifestation of some extreme, natural and anthropogenetic phenomena, in a given territory and period, with important consequences on environment and society, exceeding the safety measures imposed by it, respectively their insurance degree.** They are random, wide spreading, unpredictable, representing real qualitative leaps, surpassing of thresholds in the evolution of a system, releasing great energies and causing disorder, imbalances of the normal evolution of the environment.

We consider **the risk as the probability of exposition of the activity territory of the human society at a certain hazard's action, of a certain size.** The risk rests with the hazard potential to produce disasters of different degrees, supported by the environment and society (material losses and human victims).

According to Bâlțeanu, Alexe (2000), the risk may be mathematically expressed, as the product between hazard (H), the elements running the risk (E) and vulnerability (V):

$$R = H \times E \times V$$

Therefore, the risk varies with the hazard size (earthquake, landslide, flood etc.), with the elements exposed to risk (population, material goods, economic activities etc.) and their vulnerability (that is the degree of exposure of man and his goods to hazards, the extent of damage a certain phenomenon may cause).

Important hazards in the Moldavian Tableland

1. Seismic hazard. For the Moldavian Tableland, as well as for other regions of the country, the earthquakes represent one of the major natural hazards. Its territory is frequently shaken both by normal (crustal) and by intermediary (under-crustal) earthquakes.

The normal earthquakes, although represent a small percentage of the seismic energy released in a certain period, affecting

only the southern extremity of the plateau, in Mărășești-Odobești and Galați-Brăila areas, may reach values of over 5 Richter degree, representing a real danger for the regions where they take place. Some specific traits of this kind of earthquakes: the limited area of their effects; the distribution of the foci is sometimes correlated with the geological structure of the shield, but in most of the cases the seismicity has a diffuse character; some seismic shocks are accompanied by very numerous retorts that may last several days or several years.

The intermediary earthquakes are related to the curvature zone of the Carpathians ("the triconfine zone of Vrancea"), representing one of the critical areas from a tectonic point of view, a convergence area of three of the four segments of lithospheric plates and microplates existent on Romania's territory: the East-European plate, the Black Sea microplate and the Inter-Alpine microplate. Here, process the sinking and, consequently, the compression state go as far as the recent, advancement of the Black Sea microplate under the Inter-Alpine one.

The seismicity in Vrancea zone is the outcome of the energy released in many earthquakes, characterized by a systematical succession (about 50 earthquakes with a magnitude more than 5 value since the beginning of our century), an energetic level $3,5 \times 10^{21}$ erg/year and concentration $1,8 \times 10^{18}$ erg/year/km². The recurrence interval of the earthquakes with intensity more than 7-7,5 Richter degrees is estimated at 35-40 years.

The undercrust earthquakes from Vrancea affect the Moldavian Tableland territory in a decisive extent, especially in its southern half (Fig. 2). The written documents register the earthquakes produced in 1471, 1679, 1681, 1738 (when "the monastery Golăia of E; fell down"), 1802 (when „the biggest earthquake” occurred – persisting in people's memory and "in E° the majority of the stone buildings cracked"), than those that took place in 1829, 1838, 1868, 1894 (Mândrescu, 2000).

In our century, the most intense seismic activity, with earthquakes measuring 4 on the Richter scale, was registered in 1929, 1940, 1941, 1942, 1948, 1952, 1959, 1977 and 1990,

those from 1940 and 1977 being catastrophic. So, the earthquake produced in 10 November 1940 caused the most important destructions in the towns Focșani, Mărășești, Tecuci, Bârlad, Galați etc. Serious effects were registered in the central and southern parts of the Moldavian Tableland, where many processes such as landslides, compaction and liquefaction of the alluvial deposits on the flood-plains along the rivers occurred.

The earthquake from 4 March 1977 produced the biggest destruction to the exterior of the Carpathians. In Moldavia, most affected were the towns Iași, Bârlad, Tecuci, Fălciu etc. It also caused landslides, compaction and liquefaction, in some zones with very important effects.

2. Geomorphological hazard. It is considered to represent the manifestation of certain geomorphological instability phenomena on a territory in a given period. The concept concerns "the ensemble of the threats deriving from the instability of the surface characteristics of the Earth" (Gares et al., 1994), but in a restricted sense, it refers to the phenomena causing the modification of the relief forms through changes in the dynamic equilibrium of the slopes, contributing to the degradation and lowering of the relief.

In the Moldavian Tableland, the geomorphological hazards, favoured by the lithological, morpho-structural, climatic characteristics etc., affect over 50% of its surface, due to the manifestation of the following processes: mass movement (landslides, landfall, rolling blocks, creep, pseudo-soilfluxion), erosion (fluvial, areolar, eolian), piping, compaction, liquefaction etc., in different evolution stages (Fig. 3).

Very important in the manifestation of these hazards are: the structural-lithological factors (the big extension and frequency of the cuesta fronts, the alternation of the permeable with the impermeable rocks, the appearance at the surface or close to surface of impermeable rocks (Sarmatian marl-clays), the climatic factors (the abundance of the rainfall during the period May-June and the heavy rains in summer), the anthropic factor (exaggerated deforestation and land irrational etc.).

Landslides affect about 3,3% of the entire surface of the plateau, occurring especially on the cuesta fronts and being in different evolution stages (Brânduș, Grozavu, 1998). They show great diversity of forms and thicknesses of the deluvium, from superficial to landslides exceeding 30 m depth. Most of the times they are represented by complex forms, generalized on entire areas of slopes, especially on cuesta fronts or on some sectors with abrupt slopes all along the Prut, Siret, Jijia, Bahlui, Bârlad, Crasna, Lohan valleys etc. They are the most important through the consequences produced, the interventions for their stabilization being very expensive. For example, the right slope of Calcina rivulet (Iași – within the built-up area), where hostels of the Agronomy University and more households were affected; the left slope of the upper Bahlui (Pârcovaci within the built-up area, upstream Hârlău), where the school and several houses were affected; the right slope of the Suceava river (within the built-up area in Suceava), where houses and garages were affected etc.; the right slope of Prut valley, where the railway Galați-Bârlad was damaged; the superior basin of Ilișasca rivulet (right hand tributary of Suceava), where the national road Suceava-Gura Humorului was affected and so on.

We may see that most of the landslides are detrusive, inconsistent, with depths between 2-10 m, that the relatively stabilized ones are predominant, affected on sporadic areas by active landslides (in Jijia Plain, as well as in other regions, about 70% of the surfaces modelled by landslides are relatively stabilized, with local reactivations) and that landslides usually associate with ablation and torrential erosion, giving birth to some complex degradations that may cover entire slopes or surfaces of tens and hundreds of hectares, as it is the case of the cuesta fronts: Iași Coast, Dealul Mare-Hârlău Coast, Racova and Lohan Coasts etc.

According to Băcăuanu et al. (1980), although the deluvial processes are a permanence of the present day modelling of the Moldavian Tableland, they record a certain cyclicity, with paroxistic periods, corresponding to the periods with excessive humidity. At present we may find a general

stabilization tendency of the landslides because of the raising with about 5-20 m of the denudation basis of the slopes, as a result of the aggradation tendency of the flood-plains.

The erosion, areolar and linear, facilitated by the lithological and climatic features, affects about 26,7% of the entire surface of the tableland (Brânduș, Grozavu, 1998). The most affected territories are in the central part of the tableland (the regions around Negrești, Vaslui, Bârlad, Adjud, Bujorul etc.) and in the northern parts of it (around Dorohoi and Botoșani towns).

The impact of human activities has an important role in the intensification of the erosion processes. The situation created by the of the farms, the orientation of the hill lots to the valley and their land processing on the same direction, determine a high rate of land degradation through erosional processes. The estimations indicate a volume between 20-28 million tones of material yearly removed through areolar erosion on the arable lands of the tableland (Brânduș, Grozavu, 1997).

3. Climatic hazard. For the Moldavian Tableland, it includes quite a wide range of phenomena – blizzards, shower rains, hail, prolonged periods of draught etc. - that may cause their turn some other risks.

Blizzard (Fig. 4) becomes a risk climatic phenomenon through the raised values of the wind speed under heavy snowfall conditions and through the fact that it may occur in extra-season (that is very early in autumn and very late in spring).

At the level of the tableland, it is caused by the interference of two air masses with different physical characteristics, more exactly, by the advection of the polar or arctic air masses, with a moving direction from northeast and north that interfere the warmer, Mediterranean air masses. The most powerful blizzards are created when a high-pressure belt (determined by the East-European ridge of high pressure that advances and unites with another ridge of high pressure from the Azores) develops concomitantly with a family of cyclones from the Mediterranean Sea.

During the blizzard, the predominant directions of the wind are north-west, north and

north-east, and the average speed is among the highest that have been registered in our country, between 50-72 km/h. The risk character of the blizzard is determined by the absolute maximum speed, that may reach about 200 km/h (as it is the case of the blizzard that occurred in Iași on 4-7 January, 1966), and by its duration, in this region being registered both the longest blizzard periods in our country (3-4 consecutive days), and the longest duration of a blizzard (24-48 hours).

The risk phenomenon character is also highlighted by its consequences: sweeping of the snow and uncovering the crops; traffic halts by snow piling along roads and railway lines, sometimes of 7-10 consecutive days (the most affected are Făurei-Tecuci, Galați-Tecuci-Mărășești, Galați-Tecuci-Bârlad-Vaslui-Iași, București-Buzău-Suceava, Iași-Pășcani railways and the roads that accompany them, perpendicular on the wind direction); the destruction of the walls and roofs of the buildings; the uprooting of trees, the breaking of the young branches, of the electric and telegraphic cables etc.

The shower rains (Fig. 5) acquire a climatic risk aspect due to their intensity, duration and the quantity of fallen water, with important consequences on soil wash and erosion, slope modeling through a wide range of processes.

By comparison with the rest of the country, the majority of the Moldavian Tableland territory registers intermediary values of shower rains intensity (average intensity between 0,03-0,04 mm/min and average maximum intensity between 0,20-0,30 mm/min) except for the north-eastern part of the tableland (Jijia Plain), where the phenomenon registering raised values (average intensities between 0,04-0,05 mm/min and average maximum intensity between 0,30->0,40 mm/min). Locally, the downpour intensity may reach 7 mm/min (for e.g., Tecuci, where during only 14 minutes, 99 mm were registered).

The quantity of water fallen in 24 hours can get to 100-200 l/m², as in the case of the uncommon rains fallen between 26-30 July 1991, when the quantity of water exceeded

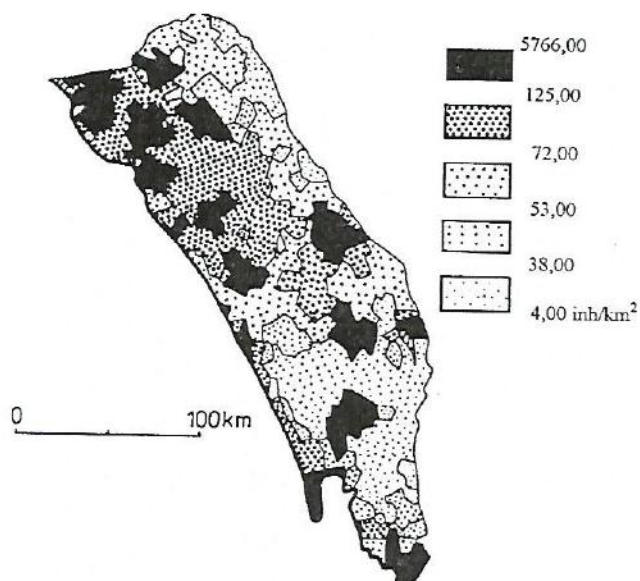


Fig. 1 Population density in Moldavian Tableland (after Muntele, 1999)

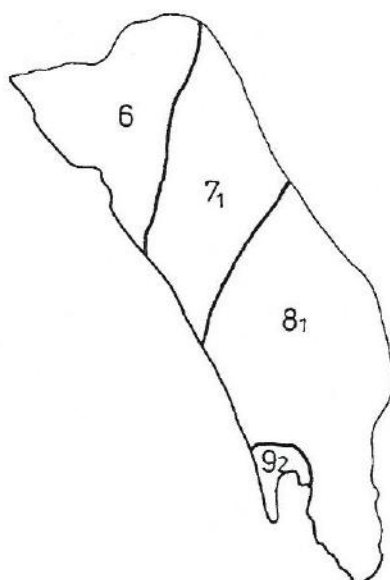


Fig. 2 The seismic intensity in Moldavian Tableland (MSK scale, with 9 degrees; numbers 1 and 2 shows the probability of repetition of the earthquakes at minimum 50 years, respectively 100 years)

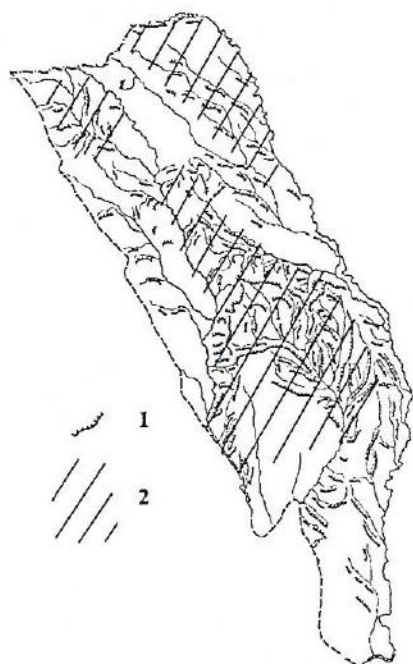


Fig. 3 Geomorphic processes in Moldavian Tableland (1 - cuestas; 2 - areas with big frequency of the deluviale processes)

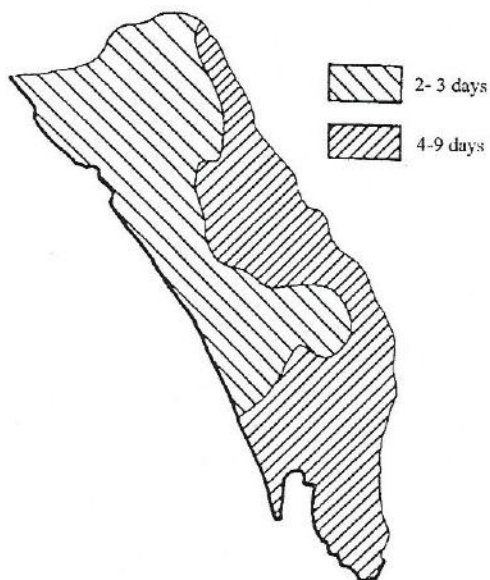


Fig. 4 The blizzard in Moldavian Tableland (after Bogdan, Niculescu, 2000)

7-8 times the average value for that period, conducing to the occurrence of great floods on Siret, Bârlad etc.

The hail (Fig. 6), in the majority of cases, forms in cold frontal areas, and is specific to the warm season during which, in June, the

highest frequency of this phenomenon may be recorded. The average data from the meteorological stations on the basins of Siret and Prut show that, at least once in two years, there will be hails all over the Moldavian Tableland. In comparison with other regions of

the country, the higher continentalism degree of the climate, determines a reduction of the yearly number of hail days. There appear three centers with a higher frequency of the hail: Huși-Elan Depression- with 2,5 days/year, the northern part of the Suceava Tableland - with 2 days/year and the northern part of the Jijia Plain – with 1,5 days/year.

The event that took place in August 1950 in Iași Department, when a cold atmospheric front determined the rapid up-movement of the warm air to more than 6000 m, condensing the vapors and forming a hail cloud that affected a strip of land of 4-12 km in width (most of it near Iași) and 54 km in length, illustrates very well the proportions of the risk that hail

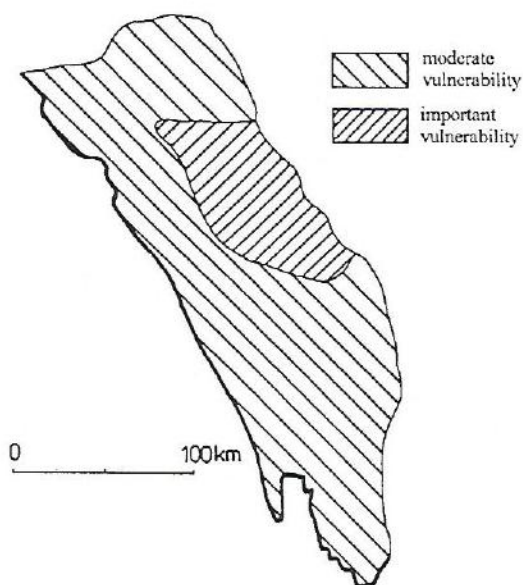


Fig. 5 The vulnerability of the Moldavian Tableland at the shower rains intensity (after Bogdan, Niculescu, 2000)

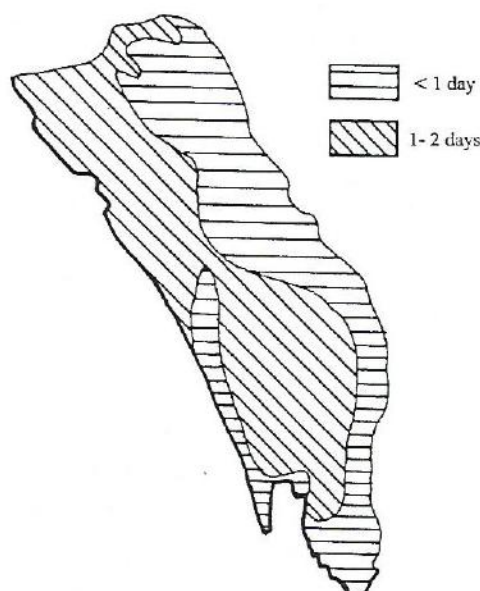


Fig. 6 The hail phenomenon in Moldavian Tableland (after Bogdan, Niculescu, 2000)

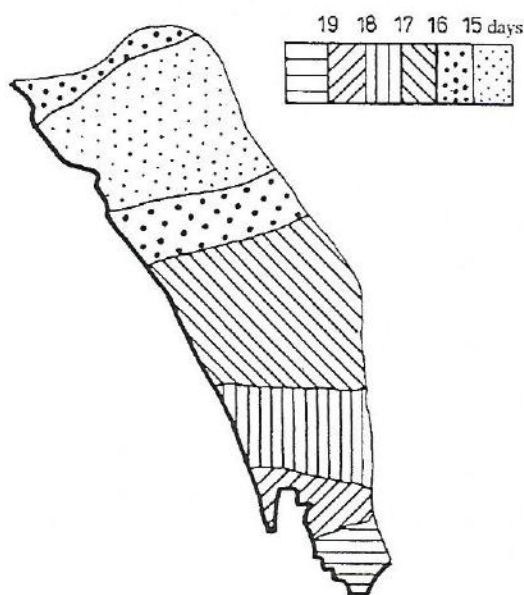


Fig. 7 The medium duration of drought in Moldavian Tableland (after Bojoi, 2000)

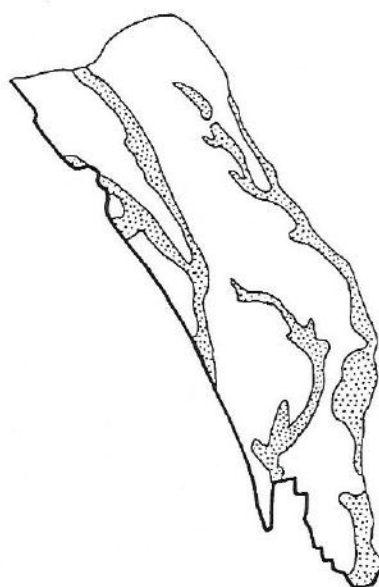


Fig. 8 Territories exposed to the floods in Moldavian Tableland

represents in the Moldavian Tableland: a) the hail grains dimensions varied between the size of an egg (300-320 g) and 2-3 cm in diameter, with terrible consequences for the vegetation (destroyed in proportion of 80% and 100%), for the animals and people caught in open field (with many victims), for the roofs, the walls and windows of the houses and for the soil erosion on the slopes of the hills near Osoi, Hărpășești, Dumești, Cucuteni, Cogeasca Veche, Valea Lungă, Orzani villages; b) the density of the hail grains on each square meter was 1200, contributing to the increase of the baneful character of the consequences; c) the phenomenon's duration was of 13 minutes, and during this time fell 28,8 l/m² (meaning half of the total water quantity that falls in August in Iași); d) the wind speed reached 22-30 m/s from west, intensifying even more in the urban area of Iași and in its eastern part; e) it produced in full vegetation season, the maize, the vineyards, the fruit trees being in their ripening period; f) the persistency of the fallen ice varied according to the grains dimensions between a few hours and three days (most of the ice pellets heaving the size of a nut);

In urban areas, such as Iași, Vaslui, Bârlad, Botoșani etc. such phenomena are more frequent, because of the specific conditions of the active surface, that encourages the excessive beating during summer and the development of thermic convection.

The drought and the dryness (Fig. 7) correlate very well with the exterior climatic influences. Although at the country level they affect especially the low plains and the hill and plateau areas with heights up to 300-400 m, in the central part of the Moldavian Tableland they occur as high as 500 m because of the stronger aridity continental influences from east.

The averageduration of the dry periods is 15-19 days. They can be registered all over the year, but the most frequent are during August and September.

Proper drought, produces only in the southern part of the tableland (the Plain of Galați), with a duration of 0-1,5 months/year, as an extension of those in Bărăgan. In the Central Moldavian Tableland *dryness*

phenomena occur all over the space and their duration diminishes from south-east (3,5 months) to north-west, till complete disappearance. In the northern part of the plateau, the dryness phenomena are absent because of the Baltic, northern and northwestern influences, that determine an excess of humidity all of the year.

4. Hydrologic hazard. In the Moldavian Tableland *floods* due, 90% of the cases, to the freshets of pluvial origin (from rains of thermodynamic convection, heavy showers) from the warm period of the year. When the precipitation combine with the thawing of the snow in the mountains there can occur catastrophic freshets (like those in May 1970, generalized for the entire country).

The average yearly frequency is 4-7 floods, with certain territorial differences: 5-8 flood tides in the north-western part of the plateau, 2-3 tides in the north-eastern and 3-4 tides per year in the central and southern parts.

The discharge may reach impressive values: on Siret (Lungoci post), on 19 Mai 1970, 3.186 m³/s have been registered (almost 150 times more than the average yearly discharges).

The surface of the easily flooded zones in Siret basin is of about 300 000 ha, and in Prut basin of 90 000 ha, representing about 16% of the total area of the tableland (Fig. 8).

The Evaluation of Risk in the Moldavian Tableland

Generally speaking, the study of risks supposes an entire approach that permits an objective analysis of the phenomenon, starting with the rigorous observation of the hazards and ending with the evaluation of the material costs in order to diminish the consequences and the reconstruction of the damaged goods and of the environment.

As far as we are concerned, we have evaluated different types of hazards, on the basis of the data regarding the effects of the strongest sub-crustal earthquakes from Vrancea, of the data concerning the potential of the recent dynamic geomorphological processes, of the elements of climatic and

hydrologic risk. To quantifying have factors we taken into consideration the following criteria: the severity of the consequences (human victims, material losses), the frequency of manifestation (the period after which it occurs again) and the difficulty of prevention or diminution of the effects. The biggest share is due to the earthquakes, taking into account their destruction potential and the extensive area affected. The other factors (landslides, erosion, compaction, hail, floods etc.) are not so important, appearing, in general, on more restricted areas and their effects may be avoided or, at least, diminished by engineering methods, with acceptable expenses.

According to the maps we have presented in figures 2-8, several importance cathegories for the different types of hazards can be established: low, moderate, moderate-important and important. We may state – within the bounds of the given data – that hazards do not have a uniform geographical distribution.

The risk may be expressed in many ways, but in our case, it has been evaluated according to the number of people exposed to the hazards previously mentioned. With that end in view we transposed the data concerning hazards on the map of the spatial distribution and population density of the given territory. We have taken into consideration the non-

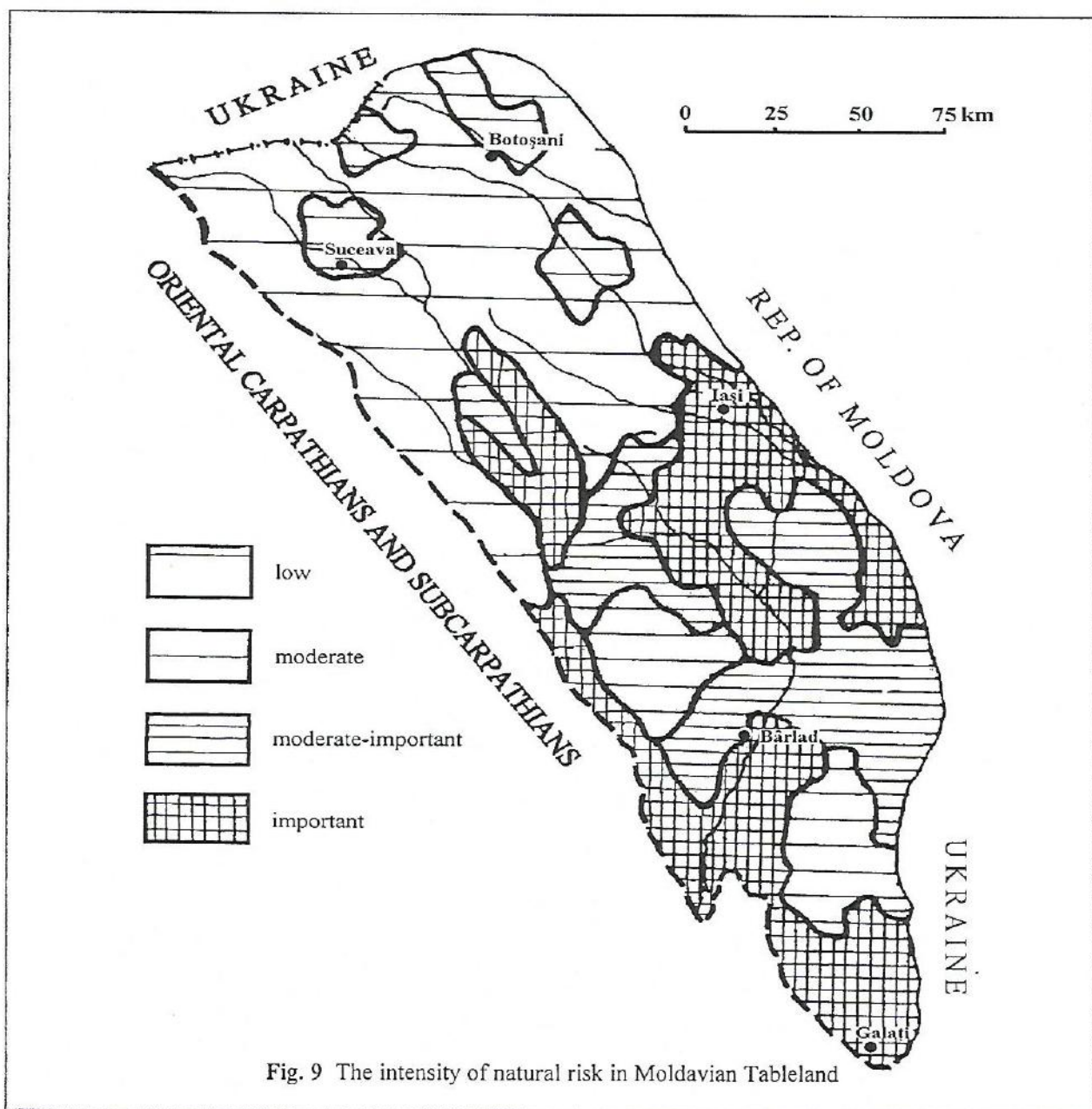


Fig. 9 The intensity of natural risk in Moldavian Tableland

uniformity of the population distribution in space and the geographical position of the towns with more than 100.000 inhabitants.

Thus we may distinguish several categories of areas with different exposure to the natural risk: low, moderate, moderate-important and important (Fig. 9). The population in the urban agglomerations, and that from the regions most exposed to present geomorphological (landslides, liquefaction,

compaction) or flooding processes, is most endangered.

There has been established that the hazard activity on the Earth denotes a growing tendency. Therefore, in the future we must expect not a decrease but an increase in the number of the disasters. The more and more the population density will grow, the many will be the victims and losses unless the acquired experience correctly used.

REFERENCES

- BĂCĂUANU, V., BARBU, N., PANTAZICĂ, MARIA, UNGUREANU, AL., CHIRIAC, D. (1980), *Podișul Moldovei. Natură, om, economie*, Edit. Științ. și Encicl., București
- BĂLTEANU, D., ALEXE, RĂDIȚA (2000), *Hazarde naturale și antropogene*, Curriculum opțional pentru învățământul preuniversitar, Edit. Corint, București.
- BETHEMONT, J. (1991) – *Sur la nature des événements extrêmes: catastrophe et cataclysmes*, Rev. Géogr., Lyon.
- BOGDAN, OCTAVIA, NICULESCU, ELENA (1999), *Riscurile climatice din România*, Academia Română, Institutul de Geografie, București.
- BRÂNDUȘ, C., GROZAVU, A. (1997), *How the social human factor is involved in geomorphological processes with Moldavian Tableland is undergoing nowadays*, vol. "Geography Within the Context of Contemporary Development", Cluj University Press, Univ. "Babeș-Bolyai" Cluj-Napoca.
- BRÂNDUȘ, C., GROZAVU, A. (1998), *Les facteurs décisifs dans la manifestation des processus géomorphologiques actuels dans le Plateau de la Moldavie*, An. Univ. din Oradea, Seria Geogr.-Geomorf., VIII – A, Oradea.
- CIULACHE, S., IONAC, NICOLETA (1995), *Fenomene geografice de risc*, Edit. Universității București.
- GARES, P., SHERMAN, D., NORDSTROM, K. (1994), *Geomorphology and Natural Hazards*, Geomorphology, vol 10, Edit. Elsevier, Amsterdam.
- GRECU, FLORINA (1997), *Fenomene naturale de risc geologice și geomorfologice*, Edit. Universității București.
- MÂNDRESCU, N. (2000), *Cutremurul – hazard natural major pentru România*, Edit. Tehnică, București.
- ZĂVOIANU, I., DRAGOMIRESCU, Ș. (1994), *Asupra terminologiei folosite în studiul fenomenelor naturale extreme*, Studii și cercetări geografice, nr. 4, București.
- *** (1992), *Internationally agreed glossary of basic terms related to disaster management*, United Nations, Department of Humanitarian Affairs, IDNDR, DHA, Geneva.

¹ University "Ștefan cel Mare" of Suceava

² University "Al. I. Cuza" of Iași

COORDONATELE STRUCTURALE ȘI DISTRIBUȚIA FORMELOR ÎN CONFIGURAȚIILE FLUVIOCARSTICE

Cristian GORAN

Cuvinte cheie: *carst, carstosomă, sistem carstic, model morfoclimatic, fluviocarst, depresiune carstică.*

Structural coordinates and distribution of shapes in fluviokarstic settings. The majority of karst settings are polygenetic and polyphasic due to the combination of several modelling processes. The genetic and evolutionary combinations are controlled by the status of the systems involved and the tectonic and climatic history of the region siting the karstosoma.

The fluviokarst is the most frequent evolutive model that may be encountered in temperate regions; it includes in its configuration structural elements of both karstic and fluvial systems. Its combined nature is reflected by the sub-models integrated within its structure and by the diversity of their features.

An analysis and description of the fluviokarst is made by using five sub-models that are spatially and functionally interconnected: the prekarst, the parakarst, the pluvio- or nivo-karst, the underground karstic drainage, the perikarstic and tardikarstic polja-model. Based on structural criteria, a systematization of the genetic significance and distribution of the karst features is established. Several considerations on the definition of the morphological units and karst depressions are finally presented.

Carstul este un mediu natural dezvoltat tridirecțional, la contactul dintre mediile geografice și cele geologice, cu o geneză determinată de proprietățile rocii și o evoluție controlată tectonoclimatic. În regiunile cu roci solubile și permeabile, de la suprafață spre profunzimea rocii, se dezvoltă o *interfață carstică* în care elementele structurilor geografice penetrează, alterează și diminuează spațial structura geologică. Rezultatul acestui proces complex, denumit printr-un termen generic *carstificare*, este transformarea *masivelor carstice* (unități litologice) sau a unor porțiuni din ele, în medii carstice cu peisaje și organizare subterană particulare. Mediul carstic dezvoltat și individualizat prin evoluția masivelor precarstice, îl considerăm o *carstosomă*, iar structura carstică, unificată spațio-funcțional în interiorul său, o *speleosomă* (C. Goran, 2000).

Transformările de la nivelul interfeței carstice au loc ca urmare a dezvoltării unui sistem specific, în spațiul și în detrimentul altor sisteme modelatoare (depoziționale sau denudative). Sistemul carstic este definit prin: impluviumul la nivelul căruia curgerea de tip carstic constituie o unitate de drenaj (A.

Mangin, 1975). În urma instalării și funcționării sale, întreaga dezvoltare a unui mediu natural este controlată de organizarea domeniului subteran, speleosomul preluând și unificând principalele fluxuri de substanță și energie. Rezultatul acestei funcționări, bazate pe accentuarea infiltrației, este diminuarea șiroirii, dezorganizarea drenajului de suprafață și divizarea suprafeței topografice în forme negative-închise sau pozitive-izolate, subordonate spațio-funcțional rețelei de goluri subterane.

Structura sistemului carstic

Sistemul carstic este un sistem acvifer, în care procesele de carstificare conduc, prin organizarea golurilor subterane, la realizarea unei unități de drenaj. Funcționarea sa este asigurată de circulația subterană a apelor și creează o ierarhizare din amonte spre aval, cu drenarea progresivă a apelor spre un număr restrâns de izvoare, chiar spre o resurgență unică (Mangin A., 1983). Dezvoltarea acviferului organizează volumul unei carstosome în două subsisteme: *subsistemul infiltrației* corespunzător zonei nesaturate, și *subsistemul carstului înecat*, corespunzător zonei saturate. Prin intermediul zonei

nesaturate, configurațiile carstice intră în legătură cu alte sisteme dinamice (precipitațiilor, șiroirile, fluviatil etc.) aflate, în *impluviul carstic*, fie pe suprafața calcarelor, fie în terenurile necarstice vecine. La nivelul zonei înecate are loc circulația și descărcarea concentrată a apelor spre *expluviul* sistemului.

Structura unui astfel de sistem este rezultatul conexiunilor spațiale și funcționale realizate prin intermediul endocarstului (rețeaua de fisuri, conducte și cavități). Conexiunile structurale controlează întreaga dezvoltare și evoluție, fiind integrate spațio-funcțional în carstosomă, prin intermediul speleosomei, și racordate spațiotemporal regiunii înconjurătoare, prin intermediul intrărilor (*impluviul carstic*) și al ieșirilor (*expluviul carstic*).

Pentru ca un sistem carstic să funcționeze, sunt necesare, pe lângă proprietățile rocii, un potențial morfologic și unul climatic. Potențialul morfologic este dat de sarcina hidrodynamică (dintre intrări și ieșiri) și se poate exercita numai prin existența unor conexiuni care să permită circulația subterană a apelor. Potențialul climatic (precipitații și/sau rețea hidrografică subordonată) asigură necesarul de apă și de bioxid de carbon pentru funcționarea hidrogeologică a carstului și pentru producerea procesului de carstificare. Rezultă că structura unui sistem carstic este determinată de starea și de alimentarea sa prin intermediul propriei configurații spațiale și funcționării.

Sistemele carstice au o funcționare hidrogeologică care determină organizarea structurii și concentrarea drenajului subteran. Dezvoltarea lor este tipic-carstică în starea activă, când circulația profundă a apelor susține procesul de carstificare și determină amplificarea dimensiunilor căilor de circulație (*conductele carstice*). Modificările morfotectonice sau climatice, neasimilate de dezvoltarea speleosomei, pot schimba starea sistemului acvifer și alimentarea carstului. În astfel de cazuri, structura acviferului se dezorganizează.

(1) Sistemul carstic este în stare activă când configurația și alimentarea sa sunt suficiente pentru un tranzit subteran al apei, între intrări și ieșire. Din punctul de vedere al alimentării, carstul este considerat *unar*, dacă funcționează numai prin aportul precipitațiilor, sau *binar*, dacă este alimentat și din rețeaua hidrografică (fluviocarstul).

(2) Prin adâncirea prea rapidă a rețelei hidrografice conexe, speleosoma rămâne suspendată față de drenajul

general al regiunii, iar sistemul carstic, care o înglobează, va intra într-o stare de izolare, fosilizându-se. Procesele carstice se vor diminua sau vor înceta, fiind înlocuite de procese gravitaționale (*prăbușiri*) sau sedimentare (*concreționare, depuneri de argile*). O astfel de situație este determinată și de aridizarea climei în impluviul carstic.

(3) În situația inversă, când carstosoma suferă o subsidență sau nivelul de bază regional se ridică, sistemul carstic se afundă relativ prin înălțarea talvegului văilor. În urma afundării, sistemele carstice intră în starea de blocare și rețeaua lor subterană se colmatează cu aluviuni. Colmatarea blochează funcționarea subterană și, implicit, structura sistemului. Situații de blocaj apar și la creșterea cantității de precipitații sau a energiei de relief în impluviumul carstic, ca urmare a eroziunii accentuate a bazinelor hidrografice sau a depozitelor de pe suprafața carstului.

Tipurile morfoclimatice de carst

Carstosomele sunt configurații, *poligene-tice și polifazice*, integrate în evoluția generală sau regională a mediilor naturale. În dezvoltarea carstului, evoluția climatică condiționează, alături de aceea morfotectonică, sensul evolutiv al sistemelor specifice, determinând trecerea acestora de la stări active, către stări de izolare sau blocare și, ulterior, de reactivare. Modificările climatice regionale afectează structura sistemelor carstice prin schimbarea regimului, ritmului și duratei proceselor morfogenetice. Datorită oscilațiilor climatice, în evoluția unui carst au loc treceri de la modelările hidrocarstice, specifice speleogenezei, la procesele de colmatare sau de fosilizare a speleosomelor (*paragenetice*). De exemplu, evoluția cuaternară a însemnat pentru cavitățile carstice, din zona temperată, succedări ale proceselor de dezagregare cu cele de concreționare sau, în cazul exocarstului, evoluții de la carstul acoperit cu sol și vegetație, spre carstul nud și viceversa.

Carstologia a sistematizat influențele climatice asupra carstului prin evidențierea unor tipuri diverse: carsturi forestiere, înierbate, aride etc. Cunoscând carsturi formate la diverse latitudini și prin evoluții climatice foarte diferite, R. Maire (1980) a făcut o clasificare a tipurilor morfoclimatice de carst, după condițiile lor de dezvoltare: *glaciocarst, nivocarst, pluviocarst, fluviocarst și biocarst*. Diferențele dintre aceste tipuri reprezintă rezultatul integrării sistemelor carstice în evoluția climatică regională. În carstul

din România, fluviocarstul și pluviocarstul au ponderea cea mai mare, dar se întâlnesc și evoluții glaciocarstice, nivocarstice sau biocarstice.

Complexele glaciocarstice sunt restrânse și izolate, în munții Rodnei (citurile Izvorul Cailor și Iezerelor, văile Bistricioara și Cimpoiășului), Făgărașului (complexul Râiosu—Mușeteica), Parâng (citurile Găuri, Zănoaga lui Murgoci, Cărbunele, Zănoaga lui Burtan, Puru, Rudăreasa, văile Găuri, Jiețului, Muntinu, Latorița), Retezat (citurile Găuroane, Paltina și Scorota, valea Soarbele). Ele se caracterizează prin funcționarea circuitelor sau unor porțiuni din văile glaciare ca depresiuni închise și prin prezența unor sisteme de peșteri imergente.

Nivocarstul este prezent pe calcarele din munții Maramureșului, Piatra Mare, Postăvaru, vestul Bucegilor, Piatra Craiului, Vânturarița—Buila (Cacova și Albele), Parâng (Târnovul), Vâlcău, Piule-Iorgovanu și Bihor—Vlădeasa. Printre formele nivocarstice sunt de menționat lapiazurile și avenele din platoul Strunga—Horoabele (Bucegi) și de pe versanții munților Pleșa, Piule și, în special, Iorgovanul (Retezat), dolinele izolate din munții Țapu, Strunga, Tătaru și Lespezi (Bucegi) și platourile cu doline, avenele și peșterile cu gheață din munții Bihorului și Vlădeasa. O evoluție nivocarstică importantă au avut, în Pleistocen, platourile carstice din Munții Bihorului, unde sistemele de puțuri sunt legate cu rețele de drenaj bine organizate; în prezent, morfologia acestora este serios modificată de predominarea alimentării și modelării pluviocarstice.

Carsturile din Dobrogea se află într-o evoluție predominant pluviocarstică. Ea reprezintă o fază de îngropare și de încetinire transgresivă a funcționării unor fluvio- și biocarsturi dezvoltate într-o cronică carstogenetică care a început în Miocen, cu condiții tropicale, și a evoluat, în Pliocen, spre condițiile submediteraneene, urmate apoi de stepizarea cuaternară și de semiariditatea actuală. Pentru restul României nu se poate vorbi de o modelare pluviocarstică tipică, dar o componentă pluviocarstică este evidentă la majoritatea sistemelor. Alimentarea pluvială se întâlnește, în special, la platourile carstice suspendate (Munții Mehedinți, Banat, Vașcău, Pădurea Craiului) și la masivele izolate din nordul Carpaților Orientali, Metaliferi și Trascău.

Biocarstul nu este un model evolutiv caracteristic pentru România. Cu toate acestea lapiezurile din carstul forestier și unele deschideri carstice sau sectoare din cavitățile subterane evoluează prin fito- sau zoocoroziune.

Fluviocarstul

Fluviocarstul este caracterizat printr-o importantă participare a alimentării și eroziunii fluviatile în modelarea carstului. El are o extindere mare în zona temperată, subtropicală și tropicală, diferențele dintre zonele și regiunile

geografice fiind date de regimul debitelor și de combinarea cu alte procese (pluvio- și nivocarstice). Prezența fluviocarstului este evidențiată de concentrarea infiltrației (*fenomenul de imergență*) și de existența unor drenuri subterane săpate prin participarea debitelor solide alohtone. Dezvoltarea configurației carstice moștenește o parte dintre elementele fluviatile preexistente, cărora le asociază elemente carstice. Din aceste considerente, diferențiem, în structura fluviocarstului, patru categorii de caractere: precarstice nemodificate carstic (slab modificate), precarstice modificate carstic, carstice tipice și asociate carstului. Ele au fost sistematizate în mai multe submodele pe care le vom prezenta în continuare (fig. 1 și tab. 1).

Submodelul precarstic. Modelul morfologice și morfohidrografic al masivului carstificabil este preluat de carstosomă ca un submodel al formei sale generale. În baza sa, se individualizează principalele elemente ale structurii geologice și topografia majoră a unității de relief. Marile culmi, platouri și paleovăi ale carstosomei, împreună cu principalele discontinuități altimetrice (horsturi, grabene, abrupturi tectonostructurale), sunt moștenite de la relieful precarstic. Acestea li se alătură suprafețele de nivelare sau alte trepte de relief modelate pe roca carstificabilă, care țin și ele de evoluții regionale supracarstice. Tendința proceselor de carstificare este să accentueze denivelările și să fragmenteze suprafețele nivelate, iar în acest sens, este necesar să se precizeze, pentru *carstoplene*, geneza precarstică a formei generale și fragmentarea relativă datorată dezvoltării formelor carstice.

Submodelul paracarstic și epicarstic. Văile permanente, cu alimentare alohtonă și care traversează carstul, evoluează în sistemul fluviatil, fiind caracterizate de predominarea proceselor de eroziune lineară sau laterală, combinate cu evorsiune. Ele reprezintă verigi structurale ale sistemului fluviatil, neasimilate de carst, și sunt considerate, în raport cu masivul carstic, *văi transversale* (M. Bleahu, 1982). Morfologia majoră a acestor văi paracarstice este rezultatul eroziunii, chiar dacă peisajul are particularități legate de petrografia

rocilor carstificabile – *sectoare de chei, nivele de chei, nivele de marmitaj, praguri* etc. Există și văi permanente rezultate din prăbușirea tavanului unor râuri subterane (*evoluții tardicarstice*), iar în relieful acestora apar *poduri naturale, arcade, tavane în surplombă, deschideri carstice, hornuri, conducte secționare, nivele de concreționare* etc.

Cele două categorii de văi permanente se diferențiază după legătura lor hidrodynamică cu carstul. Primele au caracter epicarstic și alimentează, prin pierderi difuze (*fenomenul de efluență*), acviferele aflate imediat sub suprafața topografică (*epicarstice*) sau, prin pierderi

parțiale ale apei râului, în sorburi (*fenomenul de comergență*), acviferele carstice cu o evoluție mai avansată. A doua categorie de văi reprezintă baze locale de drenaj și colectează resurgențele sistemelor carstice aflate lateral (caracter *infracarstic*). În carsturile dezvoltate, văile permanente sunt captate în subteran, iar când captarea lor este integrală (*imergența realizată*), în talveg apar trepte antitetice și paratetice. Odată cu formarea treptei antitetice, dispăre componenta fluviatilă a drenajului, traseul din aval al văii evoluând în regim pluvio-sau nivocarstic.

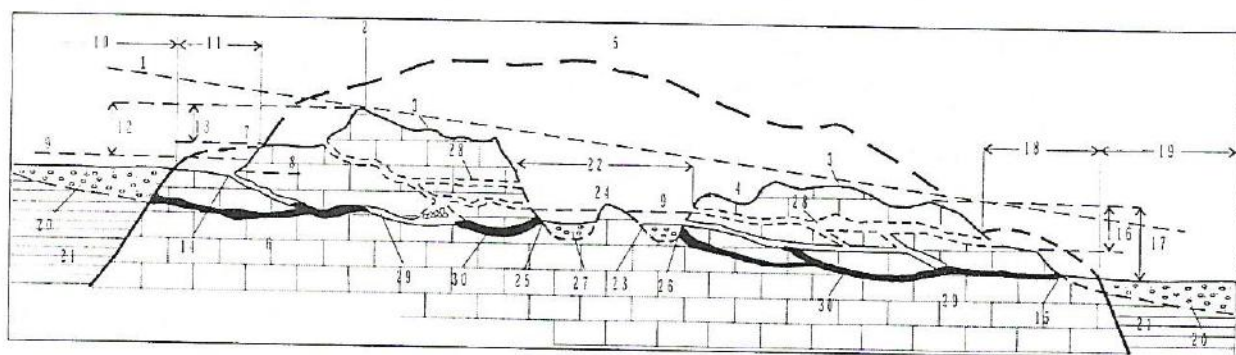


Fig. 1. Raporturile morfologice și evolutive existente între submodelele și formele fluviocarstului: *submodelul paracarstic* (1 – nivelul paleodrenajului de suprafață, 2 – înșeuare de captare, 3 – talveg carstificat, 4 – doline și uvale, 5 – zona înaltă a carstosomei, 6 – rocă carstificabilă), *submodelul pericarstic de tranziție* (7 – paleonivel de captare, 8 – nivelul captării actuale, 9 – nivel de acumulare lacustră, 10 – depresiune de captare carstică, 11 – vale oarbă, 12 – treapta antitetice a captării actuale, 13 – treapta antitetice a captării fosile, 14 – imergență pericarstică, 15 – resurgență pericarstică, 16 – treaptă paratetică suspendată, 17 – treapta paratetică a talvegului actual, 18 – vale de recul, 19 – depresiune de descărcare carstică, 20 – câmpie aluvială pericarstică, 21 – roci impermeabile), *submodelul tardicarstic* (22 – polia; 23 – nivelul poliei, 24 – hum, 25 – resurgență intracarstică, 26 – imergență intracarstică, 27 – câmpie aluvială intracarstică) și *submodelul intracarstic de drenaj* (28 – paleodrenaj subteran, 29 – drenaj

Submodelul pluvio-carstic sau/și nivocarstic. Carsturile binare beneficiază și de alimentarea din precipitații. Alimentarea se produce fie difuz, prin infiltrațiile în discontinuitățile rocii, pe suprafața carstosomei (*litoclaze, fețe de strat*), fie relativ-concentrat, prin fisurile largite și conductele din baza formelor negative (*ponoare, doline, văi seci, deschideri carstice*). Precipitațiile determină un submodel al infiltrației superficiale și, în funcție de regim (pluvial sau nival), condiționează tipologia și aspectul formelor de coroziune de la nivelul exocarstului.

Formele pluvio- și nivocarstului se înscriu peste configurațiile precarstice, diversificându-le

morfologia și dezorganizându-le funcționarea. Apariția lor duce la transformarea suprafețelor de nivelare, în *lapiazuri, platouri cu doline* sau chiar în *arii depresionare suspendate* (mari uvale) și la fragmentarea paleovăilor, în *văi cu doline și uvale*, toate formele având o funcționare carstică. Predominarea regimului pluvio-carstic determină o îndepărtare rapidă a depozitelor superficiale de pe carst și o evoluție rapidă a căilor de infiltrație existente în formele negative. Nivocarstul se diferențiază în funcție de expoziția terenului și deschide un număr mai mare de puncte de infiltrație. Prezența zăpezii corodează mult mai intens roca și formele negative se adâncesc mult mai mult. Platourile

submodel caractere	Smd. precarstic și paracarstic	Smd. pluvio- sau nivocarstic	Smd. drenajului carstic subteran	Smd. poliei (<i>tardicarstic</i>)	Smd. pericarstic (<i>de tranziție</i>)	
					<i>flancul captării</i>	<i>flancul descărcării</i>
<i>Distribuție</i>	supracarstică	zona intracarstică	volumul rocii (intracarst)	zona intracarstică	zona pericarstică	zona pericarstică
<i>Substrat</i>	nediferențiat	rocă carstificabilă	rocă carstificabilă	rocă carstificabilă	contact litologic	contact litologic
<i>Nivele morfologice</i>	nivele precarstice (generale, regionale) nivele de paleovăi	nivele regionale, sincarstice	trepte endocarstice - etaje (fosile sup., fosile inf., subfosile, active)	nivele de terasă nivele lacustre nivelul poliei	paleonivele de captare nivelul ramei depresiunii nivele de terasă nivelul captării actuale	nivelul ramei depresiunii paleonivele de drenaj nivele de terasă nivelul descărcării actuale
<i>Forme asociate</i>	culmi și/sau platouri carstificabile	—	înșeuări de captare	abrupturi conuri, glacisuri	bazine hidrogr. tributare nivele lacustre abruptul amonte	bazin hidrogr. colector nivele lacustre abruptul aval
<i>Forme mixte</i>	paleovăi (văi seci, chei, marmitaj, depozite aluviale)	—	—	—	depr. captare carstică șes aluvial pericarstic terase, polițe structurale, pâlnii de sufoziune, praguri, marmite, conuri, trene, glacisuri	praguri, marmite conuri, trene, glacisuri terase, polițe structurale conuri de dejecție șes aluvial pericarstic depr. descărcare carstică
<i>Forme carstice</i>	—	lapiezuri doline uvale talveguri carstifice deschideri carstice (avene și peșteri)	speleogene (galerii, puțuri, hornuri, săli) speleoteme (cheno-, aluvio-, clasto-, bio-, miscellanoteme)	polie șes aluvial humuri deschideri peșteră ponoare, sorburi depresiuni asociate doline adventive	văi oarbe sectoare de chei, deschideri peșteră, ponoare, sorburi, doline adventive, trepte anitice (captări fosile și actuale)	vale de recul deschideri peșteră sector de cheie doline adventive trepte paratetice (fosile și actuale) terase travertin / tuf calc.
<i> Hidrografie</i>	dezorganizată efluențe comergențe	improprie (infiltrație)	drenaj subteran (nivel încet și/sau liber)	resurgență drenaj subaerian cuvetă inundabilă imergență	cuvete inundabile drenaje subaeriane cascade imergențe	resurgență cascade drenaj subaerian zonă inundabilă

carstice evolute în regim nival se caracterizează printr-o fragmentare și o neregularitate accentuată, iar în cadrul lor se formează un număr mare de *avene*.

Submodelul drenajului carstic. Un submodel al drenajului subteran nu poate fi atribuit în exclusivitate fluviocarstului, deoarece curgerea subterană a apei este o condiție de existență pentru orice carst. Alimentarea fluviatilă face ca drenajul carstic să se realizeze, în primul rând, prin galerii evolute și de mari dimensiuni, în care, pe parcursul râurilor subterane, alternează sectoare de eroziune intensă (*canale, praguri, cascade, marmite*) cu spații largi, aluvionate (*alpii, plaje, terase*). În fluviocarst, datorită frecvenței mari a râurilor subterane, curgerea cu nivel liber este preponderentă, iar zona înecată a acviferului, cu o curgere întârziată, pierde din importanța hidrodinamică.

Marile galerii cu circulație vadoasă asigură o legătură morfodinamică mai directă și rapidă cu sectoarele amonte și aval de carst ale sistemului fluviatil. Datorită acestui fapt, speleosomale au o configurație organizată, pe nivele sau etaje (*active și fosile*). Concentrarea drenajului în galerii cu râuri subterane determină, la suprafața carstosomei, concentrări de doline și formarea de uvale pe traseul acestora. *Dolinele și uvalele* corespund unor *săli, hornuri* sau *confluențe subterane* și pot fi afectate de colapsuri, în urma cărora apar la zi, în *ferestre carstice*, porțiuni din *râurile subterane*.

Submodelul pericarstic. Pericarstul are o dispunere zonală față de carstosomă, caracteristicile sale majore fiind rezultatul denudării intense a contactelor litologice și detașării masivului carstic de terenurile impermeabile vecine. La masivele puțin carstificate, cu drenaje paracarstice (superficiale), formele submodelului sunt forme de eroziune selectivă, iar la carstosomele cu drenaje subterane, sunt morfohidrografii specifice proceselor de captare și de descărcare a apelor de către carst. Carstul reprezintă un baraj pentru rețeaua hidrografică, iar configurația acestui submodel de tranziție este tipică pentru fluviocarst și asigură legătura dintre drenajul intracarstic și sistemul fluviatil pericarstic (impluviul și expluviul). Barajul

poate fi *morfohidrografic* și determinat de un sector de chei, în spatele căruia se formează un bazinet de eroziune sau *hidrogeologic* (carstic), când este determinat de o captare carstică.

Apariția unei captări subterane duce la o organizare amonte-aval a carstosomei, reflectată la nivelul pericarstului. Configurația submodelului este diferită între flancurile de intrare a apei în carst (*flancurile imergente*) și cele de ieșire (*flancurile resurgente*). În flancurile imergente apar depresiuni închise, numite *depresiuni de captare carstică*, deoarece sunt controlate de procesele de carstificare, iar în zona ieșirilor, există culoare depresionare deschise, *depresiuni de descărcare carstică* controlate de procesele de sedimentare și care constituie nivele de bază locale ale carstului. Zonele depresionare pericarstice sunt arii erozionale și aluviale cu aspect și caracteristici specifice ale drenajului, morfodinamicii șesului aluvial (*nivele de sedimentare și subsăpare*), glacișurilor sau teraselor din rama lor.

În cele două flancuri ale carstosomei, formele pericarstice sunt dispuse în perechi amonte și aval de carst, iar geneza lor este carstică, mixtă sau asociată carstului: *depresiune de captare-depresiune de descărcare, vale oarbă-vale de recul, imergență-resurgență, treaptă antitetetică-treaptă paratetică*. Paralelismul formelor nu este, întotdeauna, însoțit și de o etajare similară a lor. Pe flancurile opuse ale carstosomei pot exista sau nu asemănări, în ceea ce privește numărul nivelelor de peșteri, teraselor sau a punctelor de intrare și de ieșire a apei.

În raport cu imergențele și resurgențele de la nivelul pericarstului, se formează văi oarbe și, respectiv, văi de recul, iar paleovăile aparținând submodelului precarstic rămân inactive și suspendate. Suspendarea lor diferă, între partea din amonte și cea din aval a carstului, motiv pentru care denivelările existente au fost precizate prin *trepte antitetice* și, respectiv, *paratetice*.

Termenul de *treaptă antitetetică* a fost introdus în carstologie de M. Bleahu (1957), pentru a explica raporturile evolutive dintre văile Gârâșoara și Gârda Seacă (Munții Bihor) dezorganizate de captarea succesivă a rețelei hidrografice, prin peșterile Coiba Mare și Coiba Mică. O treaptă antitetetică este denivelarea, în

contrapantă, apărută în talvegul unei văi, aval de punctul de captare, ca urmare a adâncirii drenajului superficial din amonte și formării unei văi oarbe. Valoarea morfometrică a acestei trepte este dată de diferența de nivel dintre o înșeuare de captare și punctul de imergență corespunzător captării și exprimă suspendarea unei paleovăi față de nivelul drenajului superficial din flancul amonte al carstului.

Prin adâncirea flancului aval al carstosomelor și formarea văilor de recul, apare o a doua denivelare, între un fost talveg de vale și punctele de resurgență. Propunem pentru acest pandant al treptei antitetice, termenul de *treaptă paratetică*¹. Ea indică diferența de cotă între ultima circulație de suprafață și nivelul punctului de cotă al resurgenței (*descărcarea actuală*). Treapta paratetică este mai puțin evidentă, în relief, decât cea antitetice, existând situații cu *treaptă nulă*, când nivelele de curgere sunt convergente în aval. În morfografia și morfometria exocarstului, treptele antitetice și cele paratetice se raportează la ultimul nivel de curgere epigea, iar valoarea lor are semnificație carstoevolutivă.

Submodelul poliei. Prezența poliilor este caracterizată prin revenirea la suprafață a drenajului apelor, în mari depresuni, închise, situate în aria interioară a carstosomelor. Dezvoltarea acestor macroforme este rezultatul unui dublu proces de coalescență denudațională: coalescența dintre formele exo- și endocarstice, accelerată de prăbușirea cavernamentului subiacent și coalescența dintre mai multe arii depresionare individualizate, accelerată de retragerea versanților sub influența bazei de eroziune apărută prin formarea șesului aluvial al poliei.

În cadrul unei polii se întâlnesc morfologii diverse (*blocuri prăbușite, poduri naturale, surplombe, humuri, depresuni adventive, nivele de terasă, intrări de peșteră* etc.), funcționării hidrologice sau hidrogeologice complexe (*exurgențe, resurgențe, sorburi, ponoare, estavele, sifonaje, cuvete lacustre sezoniere*) și diversificări ale sedimentării intracarstice (*structuri discordante* provenite din sedimentarea ritmică și subsăparea periodică a depozitelor, *aluvii* combinate cu *coluvii, depozite de alterare* spălate de pe versanți și chiar *depozite marine*). Ceea ce diferențiază o polie de alte tipuri de depresuni carstice, este dezvoltarea sa intracarstică, durata evoluției și existența unui drenaj superficial propriu, între emergențele și imergențele situate în aria depresionară sau pe bordura sa.

Poliile reprezintă expresia unei evoluții carstogenetice foarte îndelungate și formarea lor modifică fundamental forma de ansamblu a masivului precarstic. Submodelul dezvoltării poliei are, pentru carstosomă, un caracter tardicarstic și se caracterizează printr-o complexitate spațio-funcțională particulară, care nu se întâlnește la carsturile recente. Formarea poliilor explică crearea, în cadrul masivelor carstice, a unei trepte de relief negative, foarte extinse, cvasiorizontale și cu o poziție altimetrică intermediară, față de nivele morfologice din amonte și din aval de carst – *nivelul poliei* (nivelul șesului aluvial intracarstic). El este situat sub suprafața generală a carstului sau a eventualelor suprafețe de nivelare modelate pe aceasta și se racordează cu șesurile aluviale ale depresiunilor pericarstice.

Submodelul poliei nu este specific fluviocarstului, cele mai multe și tipice polii existând în platourile carstice din Dalmația (carstul clasic), care în prezent evoluează atât în regim fluviocarstic, cât și pluviocarstic. Formarea acestora este rezultatul evoluției unei regiuni carstice foarte extinse și cu o structură geologică complicată, în condițiile fragmentării tectonice și scufundării unor compartimente interne, pe fondul oscilațiilor de nivel postmiocene ale Mării Mediterane. Este știut că Mediterana a coborât, cu 400 m, în timpul crizei messiniene și, în transgresiunile Pliocen-cuaternare, a inundat carstul, sedimentând poliile.

În literatura carstologică românească termenul de polie este controversat. El a fost utilizat, într-un sens maximal, pentru toate depresiunile mai importante situate pe carst ori în jurul carstului, fie că sunt închise sau deschise (I. D. Ilie, 1970) sau, în sens minimal, pentru depresiuni închise situate exclusiv pe calcare și cu un drenaj superficial, între o resurgență și o imergență carstică (M. Bleahu și T. Rusu).

După opinia noastră, polia este nu numai o formă intracarstică, dar și tardicarstică, a cărei dezvoltare nu a fost posibilă la nivelul carstografiei actuale din România. La noi, suprafața rocilor carstificabile este fie foarte mică și neuniformă (intercalații impermeabile), fie fragmentată de rețeaua hidrografică. Cu excepția Dobrogei de Sud, în care carstul este acoperit de loess, nu există unități de relief exclusiv calcaroase sau a căror dezvoltare să fie determinată, în primul rând de carst. Carstul participă la diversificarea și dezvoltarea particulară a reliefului în multe regiuni (Banat, Bihor, Vașcău, Pădurea Craiului, Mehedinți, Hăghimaș etc.), dar datorită dimensiunilor mici ale carstosomelor evoluția acestora este determinată, în primul rând de contextul regional. Un al doilea motiv ar fi caracterul de tranziție al carstului românesc, în care gradul de carstificare este insuficient pentru formarea poliilor.

¹ Cf. gr. *para* = contra.

Cu toate acestea, Poiana Ponor din Platoul Padiș (Munții Bihor), deși are dimensiuni reduse (sub 1 km²), întrunește condițiile genetice și morfohidrografice ale unei polii.

Concluzii

Dezvoltarea fluviocarstului este condiționată atât de evoluția carstosomei (sistemului carstic), cât și de evoluția contextului regional (sistemul fluviatil asociat carstului). Ea este controlată de barajul carstic asupra rețelei hidrografice, iar complexitatea configurației, rezultate, depinde de modalitatea de străpungere a acestui baraj. Dintre structurile și formele întâlnite într-un fluviocarst, cele mai tipice sunt cele aparținând pericarstului.

Funcționarea fluviocarstică face ca interfața carstică cea mai activă să fie la tranziția dintre sistemul fluviatil și cel carstic, iar toate celelalte structuri sau submodele ale carstosomei să se organizeze în raport cu impluviul și expluviul fluviatil. În România, barajul carstic asupra rețelei hidrografice este evident la barele calcaroase, dar el apare și la numeroase platouri carstice alimentate din terenurile impermeabile vecine (munții Bihor, Pădurea Craiului, Codru Moma, Podișul Someșan).

Stabilirea unui model al fluviocarstului ne-a permis o sistematizare, în raport cu acesta, a principalelor morfo- și hidrostructuri carstice (nivele morfologice, forme carstice, elemente

hidrografice etc.) și acestea au fost prezentate sintetic în figura 1 și tabelul 1.

Pentru structurile și formele existente într-o carstosomă, este necesară o diferențiere a celor generate de carst, prin procese specifice (*lapiezuri, doline, uvale, peșteri*), de cele cu o geneză necarstică, evaluate în condițiile mediilor carstice, prin procese asociate carstului (*depresiunile pericarstice, văile paracarstice*). O astfel de precizare este necesară și asupra carstosomelor, care sunt forme generale necarstice, fragmentate, ulterior, prin carstificare.

În ceea ce privește geneza și terminologia depresiunilor, o primă diferențiere trebuie făcută între cele pericarstice și cele intracarstice (*uvale sau polii*). Depresiunile pericarstice deschise pot fi generate de confluențe sau subsidențe existente în fața barajului carstic (Dâmbovicioara, Podul Dâmboviței) și sunt considerate *depresiuni de contact carstic*, iar cele închise sunt *depresiuni de captare carstică* (depresiunile Ponoraș, Acre, Damiș, Pusta-Călășea, din Munții Pădurea Craiului, Ponorici, Fundătura Ponorului, din Munții Șureanu, Zăton, Ponoarele, Ponorel, Ponorăț, Peșimea, din Podișul Mehedinți). Între cele două categorii, există și forma de tranziție a *depresiunilor semiînchise* – deschise morfologic, dar convergente sau închise hidrologic (Depresiunea Nadanova din Podișul Mehedinți).

BIBLIOGRAFIE

- BLEAHU M. (1957), *Captarea carstică și importanța ei pentru evoluția morfologică a regiunilor carstice*, Probl. de geogr. V, 55-59 pp., București.
- BLEAHU M. (1982), *Relieful carstic*, Ed. Albatros, București, 296 p.
- CVIJIC J. (1960), *La géographie des terrains calcaires*, Acad. Serbe Scien. et Arts, Monographies, CCCXLI, Classe scien. mathém. et natur., Beograd, 26, 208 p.
- GORAN C. (1983), *Les types de relief karstique de Roumanie*, Trav. Inst. Spéol. «É. Racovitza», XXII, 91-102 pp.
- GORAN C. (2000), *Configurația mediilor carstice*, Terra, nr. 1, 77-82 pp.
- GORAN C. (2001), *Carstosoma – concept sau formă ?*, Ecocarst, nr. 1.
- ILIE I. D., (1970), *On the genesis of poljas in the Mehedinți Plateau*, Rev Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série Géographie, 14, 2, 227-234 pp.
- MAIRE R. (1980), *Eléments de karstologie physique*, Spelunca, supl., no. 1, Paris, 57 p.
- MANGIN A. (1975), *Notion de système karstique*, Spelunca Mém., no. 8, Paris, 65-68 pp.
- MANGIN A. (1983), *L'approche systemique du karst, consequences conceptuelles et methodologiques*, Reunion monografica sobre el karst – Larra 82, Isaba, 141-157 pp.
- RUSU T. (1988), *Carstul din Munții Pădurea Craiului*, Ed. Dacia, Cluj-Napoca, 254 p.

HIERARCHICAL ANOMALY INDEX (HORTON- STRAHLER SYSTEM) FOR THE CASIMCEA AND HARTIBACIU DRAINAGE BASINS

Florina GRECU, Laura COMĂNESCU

Key- words: drainage network, hierarchy, number of stream segments, geometrical progression, hierarchical anomaly, partial junction ratio, total junction ratio.

This paper proposes a model analysis – the drainage model for the morphohydrographical basins Casimcea. In order to accomplish this paper, we have started from the hierarchy of hydrographic streams in Horton – Strahler's system and their plotting in semilogarithmic coordinates. As a result of the plotting in semilogarithmic coordinates, it appeared a line and the obtained data verified the law streams number. The percentage of streams number for each order was calculated and the result was a large number of elementary thalweg (76,88%). Starting from some parameters which were calculated before (the streams, number of each order, confluence ratio partial or total), river-flood a lot of indicators that present „the anomaly in numbering of streams in hierarchical structure of the stream network” were determined. These parameters are useful for recognizing the different stages of organization of the stream network and of the dynamics and evolution of a morphohydrographical basin .

1. Generalities

Two drainage basins – Casimcea (5th order) and Hârtibaciu (6th order) were chosen to determine hierarchical anomaly variables. The two basins have a full tableland location, yet a distinct evolution because of their different geographical position within the big morphostructural units.

The Casimcea Basin (737 km²) is situated in the Casimcea Plateau, a part of the Dobrogea Plateau, at maximum and minimum altitudes of 359 m and 2 m, respectively. The Casimcea River drains the homonymous plateau from NW to SW over a distance of 59.9 km from source (Beipunar) to outlet (Tashaul Firth).

Its geology is characteristic of the Dobrogea Plateau's, that is, a basement of Proterozoic green schist (Dorobantu, Istria, Măgurele and Băltăgești formations) and a sedimentary cover, reduced stratigraphically and spatially because the region had been exonerated over long periods of time.

The age of the sedimentary formations is Jurassic (Tichilesti, Gura Dobrogei and Casimcea), Cretaceous (limestone, kaolin clay,

sand and gravel), Sarmatian (clay and sand) and Quaternary (red and green clays and loess) (L.Ionesi,1994).

The Hârtibaciu Basin (1,042 km²) overlaps the higher central part of the Hârtibaciu Tableland (Transylvanian Depression). Maximum altitude 730 m in Rapilor Hill, minimum alt. 380 at the junction with the Cibin. The Hârtibaciu River flows along 90 km, level difference 295m. Surface deposits belong to the Tortonian-Sarmatian and Pliocene sedimentation cycles. The Miocene extends mainly in the upper section of the basin, on the left hand side (Vancea, 1960). Surface deposits are largely involved in slope dynamic.

The evolution of the relief and implicitly the formation and dynamic of the drainage network have also been influenced by some active or passive factors like physical-geographical and economic particularities.

The morphometrical dimension of the drainage networks is illustrated by quantitative and qualitative indexes reported by the authors in other publications, too (Grecu, 1980, 1992;

Grecu, Comănescu, 1998). The hierarchical anomaly index underscores some of the results yielded by the morphometrical analysis, which relies on the number of stream segments (Horton-Strahler system), also providing additional information.

2. A hierarchy of the drainage network.

Applying the Horton-Strahler hierarchical system to the drainage network of the two basins started with direct measurements on the topographic chart, scale 1: 25,000 and with the aerophotogrammes on the scale of 1: 10,000. The image provided by the latter is nearly eight times better than the picture derived from the charts. In singling out the permanent and the temporary networks, the authors tried to limit possible errors such as : omission on the map of an external segment; inclusion of a segment inexistent on the ground; shift of sources down -or- upstream that may cause artificial length variations of some segments.

Referred to the Horton - Strahler system, the Casimcea basin was assigned a 5 th order rank (the highest basin order for Dobrogea's rivers, also recorded by the Taita, Telita and the Slava streams).

Here are its characteristic features:

- 5th-order stream segments are represented by one segment situated in the main valley, from the junction with the Valea Seaca to the outlet into Tashaul Firth.
- 4th- order stream segments consist of two segments: Valea Seaca and Casimcea extending in between the junction with the Cliselul and the Valea Seaca rivers. The junction of the two segments yields the 5th-order segment.
- 3rd -order stream segments include the mainstreams and the major tributaries of the Casimcea: the Cliselu, Călugăreni, Râmnicul, Cartalul, Grădina Mucova, Pantelimon, Casian, Târnușor and Sitorman.
- 1st and 2-nd order stream segments are very numerous; some are torrential, V – shaped, with steep slopes.

The Hârțibaciu is a 6th -order basin, assigned on account of the stream segment value

from the junction of the homonymous river with the Cibin. Some general characteristics (Grecu, 1980) are:

- 5th- order streams (the Zăvoi, Zlagna, Hârța and the Albac) are direct tributaries of the Hârțibaciu;
- 4th- order streams are either its direct tributaries (the Sărătura, Valea Morii, Coveș and the Hârghiș) or tributaries of 5 th- order streams;
- 3rd and 2nd- order streams are usually short; they occur either in the upper river basins, or as direct tributaries of the Hârțibaciu;
- 1st - order streams are short, V- shaped transversal profile, with steep slopes.

3. Number of stream segments

Summating the number of stream segments of the same orders (Horton – Strahler hierarchy), reveals the Casimcea and the Hârțibaciu basins to be of the 5th and the 6th orders, respectively.

Plotting semilogarithmic coordinates yielded a straight line, the data obtained verifying the law of stream number which reads as follows: *the number of successively stream segments tends to form a decreasing geometrical progression, where N_i is the i -st – order stream number and the ratio is given by the junction relation R_c* (Zăvoianu, 1978; Grecu, 1980).

The total number of stream segments in the Casimcea Basin is 411. A synthetic picture of the number of segments by order of magnitude is given in Table 3. It is quite obvious that elementary thalwegs are very numerous: 76.88%. They develop preferentially in green schist - impervious rocks, propitious to surface drain, and in loess, thus contributing to the modelling of land forms (piping and down-sagging).

The Casimcea Basin completion grade (64%) indicates that the homonymous stream can still branch out to form new lower - order thalwegs.

Table 1

Number of stream segments in the Casimcea drainage basin

Drainage basin	M/C	N ₁	N ₂	N ₃	N ₄	N ₅	Summ N	Rc	Completion grade
Casimcea	M	316	78	14	2	1	411	4.65	64
	C	488.12	78.1	14	3.01	0.64			
Cliselul	M	9	2	1	-	-	12	3.25	61
	C	6.5	2	1	-	-			
Călugăreni	M	15	2	1	-	-	18	4.5	44
	C	9	2	0.44	-	-			
Râmnicul	M	10	3	1	-	-	14	3.15	63
	C	9.45	3	0.63	-	-			
Cartalul	M	32	7	1	-	-	40	5.78	121
	C	40.46	7	1.21	-	-			
Grădina Mucova	M	15	4	1	-	-	20	3.87	103
	C	15.48	4	1.03	-	-			
Pantelimon	M	14	3	1	-	-	18	3.83	78
	C	11.49	3	0.78	-	-			
Valea Seacă (right - handside)	M	37	11	3	1	-	48	3.29	91
	C	32.47	9.97	3	0.91	-			
Casian	M	12	4	1	-	-	17	3.5	114
	C	14	4	1.14	-	-			
Târgușor	M	31	7	1	-	-	39	5.71	122
	C	39.97	7	1.22	-	-			
Sitorman	M	8	2	1	-	-	11	3	66
	C	6	2	0.66	-	-			
Valea Seacă (left - handside)	M	4	2	1	-	-	7	2	100
	C	4	2	1	-	-			

Table 2

Number of stream segments in the Hârtibaciu drainage basin

Drainage basin	M/C	N ₁	N ₂	N ₃	N ₄	N ₅	N ₆	Summ N	Rc	Completion grade
Zăvoi	M	274	63	12	3	1	-	353	4.58	65
	C	288	63	13.8	3	0.65	-			
Zlagna	M	145	41	11	3	1	-	200	3.70	80
	C	152	41	11	2.99	0.80	-			
Hârța	M	211	43	9	3	1	-	266	3.47	79
	C	163	43	11.3	3	0.79	-			
Albac	M	211	62	11	2	1	-	287	5.49	37
	C	340	62	11.2	2.05	0.37	-			
Hârtibaciu (junction with the Cibinul)	M	2,602	595	125	27	5	1	3,353	4.83	109
	C	2,874	595	125	25.5	5.28	1.09			

The slow evolution of this basin is due to the rather dry climate (few precipitations) and the presence of limestone (highly permeable rock which favours water seepage). The completion index from source to mouth shows variations. Since in the upper basin sector there are sufficient segments (completion grade 113 %), ramification is expected to take place mainly in the lower sector. The completion gradient of 3rd and 4th order basins afferent to the Casimcea is differentiated in terms of the rock: 44% in the Călugăreni Basin developed entirely on loess, and 114% in the Casian Basin are underlain by limestone alone.

The Casimcea Basin as a whole has a relatively high junction rate: 4.65, this parameter varying from 2 (the Valea Seaca – lefthandside) to 5.8 (the Casimcea stream to its junction with the Valea Seaca) due to distinctively different physical- geographical conditons.

In the Hârtibaciu Basin, 1st- order streams represent over two – thirds of the total number of segments (Table 3). This fairly high value it is the result of the region's lithological particularities favorable to the formation of

Table 3

*Ratio of stream segments number by order of magnitude:
the Casimcea and the Hârtibaciu basins*

Order	Number of segments		Ratio (%)	
	Casimcea	Hârtibaciu	Casimcea	Hârtibaciu
1st	316	2,602	76.88	77.5
2nd	78	595	18.97	17.73
3rd	14	125	3.42	3.74
4th	2	28	0.48	0.83
5th	1	5	0.24	0.14
6th	-	1	-	0.02
Summ	411	3,355	100	100

numerous elementary thalwegs, spread throughout the basin, especially towards the watershed. Many are torrential, enlarging their reception basins to the expense of the interfluvies. The Hartibaciu grows into a 5- th order stream at only 7 km from its source due to the basin's elongated shape in the upper course and the relative intense erosion undergone by Miocene marls and sands. The 109 % completion grade suggests that the physical - geographical background is suitable to the accumulation of sufficient lower-order streams to raise the basin's order at sixth Fifth – order basins: Zăvoi – 65 %, Hârța – 80 %, Zlagna – 80 %, Albac – 37 %; some of the 4th order ones: Daia – 44 % and Iacobeni – 80 % have a completion grade for below unity, which proves that the stream network tends to branch out and accumulate other lower order streams without changes in the order of magnitude. In the conditions of a rather humid climate and of brittle rocks evolutionis fastgoing.

4. Hierarchical anomaly indexes

A series of indexes denoting the numerical anomaly of stream segments in the river network hierarchy have been deduced from previous parametric calculations (Avena G., C., et al., 1967). These indexes enable one to recognise the organization stages of the drainage network, as well as the dynamic and evolution of a drainage basin (Palmieri et al., 1995).

Multiplication factor. The anomaly in the drainage network organization is influenced by the network's order of magnitude and the number of stream segments of each order. The hierchical anomaly multiplication factor has been deduced from the relation:

$$F_{i,r} = 2^{(r-2)} - 2^{(i-2)}$$

where r = order of recipient segment,
 i = order of tributary segment.

Table 4
Hierarchical anomaly of for a 5th order basin
multiplication factor

Recipient segment order	Multiplication factor - N		
	N1	N2	N3
5 -th	7	6	4
4 -th	3	2	-
3-rd	1	-	-

Hierarchical anomaly number - G_a is the minimum number of 1st- order stream segments potentially necessary for the network to be perfectly hierarchised. It is calculated by the relation (Avena G.C., et al., 1967):

$$G_a = \sum_{i=1}^{s-2} \sum_{r=i+2}^s N_{i,r} f_{i,r}$$

where: $N_{i,r}$ is the number of 1st- order stream segments in the anomaly

$f_{i,r}$ - hierarchical anomaly multiplication factor.

Table 5

Hierarchical anomaly in the Casimcea Basin

Recipient segment order	Hierarchical anomaly frequency			Multiplication factor			Hierarchical anomaly number
	N1	N2	N3	N1	N2	N3	
N5	19	11	3	7	6	4	197+611+34=211
N4	34	10	-	3	2	-	343+102=122
N3	33	-	-	1	-	-	33

The relatively high value (366) obtained for the Casimcea drainage basin suggests that it must still evolve until a balanced number of stream segments is reached. Although it is an old basin, yet the changes suffered by its base level resulted in the reorganisation of the drainage.

The value of 1,273 found for the hierarchical anomaly of the 6th order Hârtibaciu Basin indicates unbalanced organization that despite the 1.09 completion grade.

Table 6
Hierarchical anomaly of 6th order basin
multiplication factor

Recipient segment order	Tributary segment order			
	N1	N2	N3	N4
N6	15	14	12	8
N5	7	6	4	-
N4	3	2	-	-
N3	1	-	-	-

Table 7

Hierarchical anomaly number for the Hârtibaciu Basin

Recipient segment order	Hierarchical anomaly frequency				Multiplication factor				Hierarchical anomaly number
	N1	N2	N3	N4	N1	N2	N3	N4	
N6	29	14	12	9	15	14	12	8	435+196+24+72 = 727
N5	29	17	5	-	7	6	4	-	203+102+20=325
N4	43	16	-	-	3	2	-	-	129 +32 =161
N3	60	-	-	-	1	-	-	-	60

The hierarchical anomaly density g_a is given by the ratio between the hierarchical anomaly number G_a and basin area F (Avena G.C., et al., 1967):

$$g_a = G_a / F$$

The subunity value (0.49) for the Casimcea Basin signifies a low hierarchical anomaly density compared to its relatively large surface (737 km²). The Hârtibaciu Basin index value in this case is overunity (1.22).

Hierarchical anomaly index D_a is the ratio between the hierarchical anomaly number G_a and the number of 1st order stream segments:

$$D_a = G_a / N_1$$

The Casimcea Basin hierarchical anomaly index of 1.15 is due to the numerous elementary thalwegs as against the ratio of the other orders of magnitude. The lower value (0.48) found for the Hârtibaciu Basin comes from the large number of elementary thalwegs which, though not of a higher order yet, do nevertheless ensure the equilibrium of the whole basin.

Conclusions

The results obtained highlight the importance of morphometrical indexes for a drainage basin analysis. The hierarchical anomaly index supports the Horton – Strahler hierarchical systems applied to the study of the drainage network, because it verifies and completes the findings of the number of stream segments approach.

The present study is a first step in our endeavor to determine the morphometrical variables best suited to describing a drainage basin dynamic for a statistically significant set of basins.

BIBLIOGRAPHY

- AVENA, G.C., GIULIANO, G., LUPIA PALMIERI, E. (1967), *Sulla valutazione quantitative della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*, Boll. Soc. Geol. Ital., **86**
- GRECU FLORINA, (1980), *Modelul morfometric al lungimii rețelei de râuri din bazinul Hârtibaciu*, Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie – geografie, **XXVII**, 2.
- GRECU FLORINA, (1992), *Bazinul Hârtibaciu. Elemente de morfohidrografie*, Edit. Academiei, București.
- GRECU FLORINA, COMĂNESCU LAURA, (1998), *Studiul reliefului, îndrumător pentru lucrări practice*, Edit. Universității din București.
- HAMMOND R., MC CULLAGH S., (1977), *Quantitative techniques in geography. An Introduction*, Clarendon Press Oxford.
- IONESI, L., (1994), *Geologia unităților de platformă și a orogenului nord – dobrogean*, Edit. Tehnică, București.
- PALMIERI LUPIA, E., CICCACI S., CIVITELLI G., CORDA LAURA, D'ALESSANDRO L., DE MONTE M., FREDI, P., PUGLIESE, Fr., (1995), *Geomorfologia quantitativa e morfodinamica del territorio abruzzese. Il bacino idrografico del Fiume Sinello*, Geografia fisica e dinamica Quaternaria, **18**, Torino.
- PIȘOTĂ, I., (1993), *Câteva observații hidrologice asupra râului Casimcea*, AUB, **XLII**.
- VANCEA, A., (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Academiei, București.
- ZĂVOIANU, I., (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Edit. Academiei, București.

Facultatea de Geografie
Catedra de Geomorfologie-Pedologie
Universitatea din București

RELIEFUL PERIGLACIAR ȘI INDIVIDUALITATEA RELIEFULUI ALPIN ÎN CARPAȚII MERIDIONALI

Petru URDEA

Cuvinte cheie: *periglacial, caractere alpine, geografie istorică, Alpii Transilvaniei, Carpații Meridionali.*
Key words: *periglacial, alpine characters, historical geography, Transylvanian Alps, Southern Carpathians.*

Periglacial relief and alpine relief individuality of the Southern Carpathians. First of all, one can proceed to an historical enquiry regarding the appellation „Alps” in the mediaeval documents. For example, this appellation which is present in the naming of Wallachia as „Valachia Transalpina” was used for the first time by the Slovenian Stefan Brodarics in his work „*De Conflictu Hungarorum cum Turcis ad Mohács*” (Krakow, 1527).

While the major glacial landforms - the glacial cirques and valleys, the narrow interfluvies - define the main features of the alpine landscape, the detailed features are due to the periglacial relief, which is represented by a large variety of meso- and microforms. The avalanche passageway, the talus cones, scree slopes, block fields and the rock streams are very representative. The rockglaciers, a phenomena which is associated with the presence of the permafrost, completes the alpine specificity.

The sharp peaks and the ridges of „karling” type are considered to be composite forms, generated in the Pleistocene conditions of the supraglacial morphogenetic level. These landforms continue to evaluate in the present conditions of the periglacial morphoclimatic level.

De ce Alpii Transilvaniei ?

Mai mult sau mai puțin folosită, și nu de puțină vreme, denumirea de Alpii Transilvaniei dată Carpaților Meridionali este o realitate a literaturii geografice, și nu numai. Cum întrebarea-titlu de mai sus pare pentru mulți ca fiind foarte firească și deoarece, nu de puține ori, au apărut și voci ce nu agreează denumirea de Alpii Transilvaniei, considerăm că este mai mult decât necesară o mică incursiune în istoricul utilizării toponimului *Alpii Transilvaniei* și să explicăm motivele utilizării acestuia chiar și în zilele noastre. Onomimul Alpi, prezent încă din antichitate pentru a desemna cel mai înalt sistem muntos din Europa, își are originea în apelativul preindoeuropean *alb-, alp-* ce are valoarea semantică de munte, pisc, înălțime, stâncă (Dizionario..., 1992).

Conform datelor ce ne-au stat la îndemână, pentru prima dată asocierea apelativului *Alpes* cu spațiul carpato-danubiano-pontic ar aparține slovenului Ștefan Brodarics (1470-1539), cancelar la curtea de la Buda, cunosător, cu siguranță, al peisajului alpin și care, în lucrarea „*De Conflictu Hungarorum cum Turcis ad Mohács*”, publicată la Cracovia în 1527, amintește că Transilvania se învecinează cu

Valachia Transalpina (Popescu -Spineni, 1978).

Mai apoi, de-a lungul anilor, numeroși călători ce au cunoscut aceste spații au utilizat acest apelativ, așa cum vom avea ocazia să constatăm prin câteva exemple aflate la îndemână.

În scrisoarea sa din 1528 către Ian Tarnowski, comandant suprem al armatei regatului Poloniei, dalmatianul Tranquillo Andronico (sf. sec. XV-1571) amintește de „*Valachiam Transalpinam*” (Călători..., I, 1968, p. 246), după cum în raportul trimis la 19 martie 1531 către cancelarul Poloniei de către solul polon Jan Ocieski (1501-1563) apare relatarea călătoriei prin Transilvania și Țara Românească, denumită „*Transalpinense terra*”, precizând că cele două ținuturi sunt despărțite de munții foarte înalți („*Alpes*”), acoperiți de „nămeți ce le ajungeau până la gât” (Călători..., I, 1968, p. 308).

Cunoscutul umanist brașovean Johannes Honterus (1498-1549) primul autor din acest spațiu geografic al unui manual de geografie și astronomie, e vorba de „*Rudimentorum Cosmographiae*”, publicată la Cracovia în 1530, și a primei hărți a Transilvaniei, „*Chorographia Transilvaniae - Sybemburgen*”, publicată la

Basel în 1532, merită cu prisosință atenție noastră. În prima lucrare amintită, ajungând cu descrierea la partea noastră de continent, menționează la versul 410 pe *transalpinii valahii* („*Moldavique tenent Transalpinique Valachi*”) (Honterus, 1988). De o deosebită importanță este harta Transilvaniei, hartă dedicată senatului săsesc din Sibiu, ea fiind utilizată ca bază pentru multe hărți elaborate ulterior (e.g. S. Münster, 1542; J. Sambucus, 1566; A. Ortelius, 1570; G. Mercator, 1607). Pe această hartă, cu reprezentări pictografice ale reliefului, pădurilor și localităților, piscurile cele mai semețe sunt prezente în sudul Transilvaniei, iar la izvoarele unui râu ce se varsă în Olt (*Alth flus*) la est de Cârța (*Kerß*), printre piscurile figurate apare, pentru prima dată pe o hartă a spațiului românesc denumirea „*Alpes*”.

Anton Verancsis (1504-1573), secretar și apoi vicerege al Ungariei, un bun cunoscător al realităților transilvane, în lucrarea „*De situ Transilvaniae, Moldaviae et Liber Tertius*” (cca 1549) amintește de „*Transalpinæ Libertatius*”.

Agostino Museo (?-1535) călugăr augustinian aflat în slujba lui Aloisio Gritti, guvernator al Ungariei, în relatarea călătoriei sale în Transilvania (1535) amintește că aceasta se învecinează cu „*Valahia*, ce este numită *Transalpina*” (Călători..., I, 1968, p. 398).

Lucrarea istorico-etnografică „*Hungaria*”, elaborată în anii 1536-1537 de către umanistul sibian Nicolaus Olahus (1493-1568), conține prețioase informații geografice, printre care și aceea că „*Transilvania este încinsă de jur împrejur de munți foarte înalți și mai ales din partea care e în hotar cu Țara Românească*” (*Valachia Transalpina*) (Călători..., I, 1968, p. 486-500). De asemenea, în diploma de înnobilitare a lui Olahus, semnată de către Ferdinand I de Habsburg la 23.XI.1558 se vorbește de *Dacia Transalpina*.

Sasul sibian Georg Reicherstorffer (cca 1495-1554?), secretar regal și ambasador al lui Ferdinand I de Habsburg, în „diariul”, sau jurnalul, misiunii sale din Moldova, transmis ca scrisoare stăpânului său în 1538, menționa că turcii pot pătrunde cu mare greutate din „*Valahia Mare*, adică *Transalpina*” în Transilvania pe la Turnu Roșu

(Călători..., I, 1968, p. 193). Mai mult, în „*Chorographia Moldovei*” (Viena, 1541) explică faptul că această „*Valachie* și-a tras numele de *Transalpina* din aceea că este despărțită și mărginită de Ungaria și Transilvania ... printr-un lanț de munți, și chiar de cei mai înalți” (Călători..., I, 1968, p. 196). De asemenea în „*Chorographia Transilvaniei*” (Viena, 1550), dedicată lui Nicolaus Olahus, autorul sas amintește de *Valachia Transalpina* de mai multe ori (Călători..., I, 1968, p. 208, 210, 216, 218, 220), menționând și „munții deosebit de înalți” ce o separă de Transilvania (ibid.), această lucrare fiind cunoscută de mulți călători ce au utilizat-o ca bază documentară.

Celebrul umanist și cosmograf german Sebastian Münster (1489-1552) cuprinde, atât în „*Geographia universalis Vetus et Nova*” (Basel, 1542) cât și în lucrarea sa de căpetenie „*Cosmographiae universalis*” (Basel, 1550), publicată simultan în latină și în germană, descrieri ale Țării Românești, sau Valahiei Mici („*die kleine aber Transalpina*”) și Transilvaniei, ocazie cu care sunt amintiți munții înalți înzăpeziți („*den hohen Schneebergen*”) (Călători..., I, 1968, p. 510, 512).

Wolfgang Lazius (1514-1566) în a sa „*Hungariae descriptio*” (Basel, 1551) vorbește de *Dacia Alpestris* atunci când se referea la partea de sud a Transilvaniei, unde sunt prezenți și secuii.

În descrierile lui Giovan Andrea Gromo (1518-1567?) asupra Transilvaniei, elaborate în perioada 1566-1567 în urma cunoașterii directe a acestei regiuni, pe lângă denumirea „*Valachia Transalpina*” și „*Valachia Ulteriore*” pentru Țara Românească, găsim și „*Valachia Cisalpina*”, pentru a desemna Banatul, (Călători ..., II, p. 327), conștient fiind probabil de faptul că, cel puțin o parte din munții ce mărginesc această provincie sunt munți înalți. Aceeași observație corectă asupra caracterului de munți înalți o găsim și atunci când descrie munții ce străjuiesc Țara Făgărașului (ibid., p. 355).

Observații asemănătoare găsim și în descrierea amplă a Transilvaniei elaborată în 1583 de către Antonio Posevino (1533-1611), trimisul Papei Grigore al XIII-lea în această parte a Europei.

De asemenea, apelativul de „*Transalpina*”, asociat Valahiei, îl găsim în descrierile și notițele de călătorie ale altor italieni ca de exemplu în cele ale cardinalului și nunțului papal Giovanni Francesco Commendone (1523-1584) din 1574, ale secretarului său, Antonio Maria Graziani (1537-1611), (Călători ..., II, p. 376, 380), în ampla lucrare a venețianului Giorgio Tomasi „*Delle guerre et rivoluzioni del regno d'Ungharia et della Transilvania*” (Veneția, 1621) (Călători ..., III, p. 672), precum și în jurnalul călătoriei efectuate de către francezul Jacques Bongars (1554-1612) în Ungaria, Transilvania și Țara Românească în anul 1585 (Călători ..., III, p. 161, 165), spre a sublinia caracterul mai muntos al Țării Românești în comparație cu Moldova ce era numită Valahia.

Edificatoare ni se pare și observația pe care o face nobilul sătmărean Ioan Darahi, trimisul lui Mihail Székely la Mihai Viteazul, că oastea munteană își așezase tabăra la poalele munților („*ad alpes*”) (Călători ..., IV, p. 120).

Pentru a întări parcă greutatea cuvintelor ce exprimă această realitate geografică, aspectul alpin al Carpaților Meridionali, slovacul David Frölich (1595-1648), cunoscător al Transilvaniei, precizează în capitolul X al manualului de geografie intitulat „*Medulla Geographiae practicae*” (Viena, 1639) că cei mai înalți munți „se află aproape în inima Transilvaniei, lângă prea puternica cetate ce se cheamă Făgăraș: și acești munți neumblați sunt acoperiți cu zăpadă veșnică” (Călători ..., V, p. 47). Prezența zăpezilor veșnice nu trebuie exclusă dacă ținem cont de faptul că în perioada cunoscută sub numele de „Mica Glaciație” (1600-1850) temperatura medie a aerului era mai scăzută cu circa 1,5°C decât cea actuală, ceea ce ar fi introdus aria montană înaltă în domeniul zăpezilor perene.

După cum am putut constata în cele de mai sus, utilizarea apelativului *Alpes* și desigur a derivatelor sale pentru spațiul geografico-istoric românesc este frecventă, proveniența celor ce l-au utilizat acoperind aproape toată Europa, după apariția atlaselor răspândirea și utilizarea acestui apelativ apărând ca fiind foarte firească. În acest sens nu este de prisos să menționăm că încă din primul atlas al lumii „*Theatrum*

orbis terrarum” editat la Anvers în 1570 de către Abraham Ortelius (1527-1598) sunt prezente hărțile lui Honterus, Sambucus și Lazius, însoțite de texte explicative (Popescu-Spineni, 1978).

Dacă utilizatorii apelativului aflat în discuție și menționați mai sus au făcut parte din lumea cultă a epocii, unii fiind personalități recunoscute ale timpului lor, circulația apelativului fiind mai mult livrescă, nu dorim să se creadă că apelativ a avut o circulație foarte restrânsă și nu a fost cunoscut și de către alte pătri ale populației. O dovadă foarte elocventă, după părerea noastră, este aceea că în acele documente economico-statistice medievale cunoscute sub numele de „urbarii”, referindu-ne la „Urbăriile Țării Făgărașului” (Urbăriile ..., I, 1970), deși redactate în limba maghiară, acei secretari sau notari anonimi - inclusiv cei de la o curte domenială cum era cea de la Porumbacu - au utilizat limba latină pentru a desemna, printre altele, pământurile arabile („*Terrae arabiles*”), fânețele („*Prata foenilia*”), râurile și morile („*Fluvius et molendinum*”) și pădurile („*Sylvae*”). Ceea ce este deosebit de important și semnificativ totodată, este faptul că, începând cu urbariul din 1674 doar pentru acele sate unde muntele are și gol alpin se utilizează apelativul de „*Alpes*”. Acesta apare pentru primă dată la urbariul satului Porumbacu de Sus din anul 1674 (Urbarii..., II, p. 628), ocazie cu care la capitolul „*Alpes*” este menționat faptul că la graniță sunt prezenți patru „munții cu zăpadă” (veșnică, *n.n.*) („Ez hataron vadnak negy havasokis ...”) Negoiu, Șerbota, Puha și Stâna Mare, fiind apoi menționat și Muntele Bărcaciu. Aici trebuie să facem remarcă, importantă după opinia noastră, că în limba maghiară prin cuvântul *havas* sunt desemnați doar munții înalți, înzăpeziți, cei cu caractere alpine. Începând cu această dată situația descrisă va caracteriza și urbăriile altor sate, fiind menționate și stânele prezente pe acei munți (Urdea, 1983).

Dacă cineva privește din Țara Hațegului piscurile semețe ale Retezatului sau străbate, pe timp frumos, drumul de la Sibiu la Brașov nu poate să nu fie impresionat de peisajul etalat de Munții Retezat și respectiv Munții Făgărașului

ce se ridică ca un zid crenelat spre sud. Din propria experiență mărturisesc că impresia nu este cu nimic mai prejos decât cea provocată de priveliștea Alpilor văzuți din Câmpia Padului, Podișul Elvețian sau Piemontul Bavarez. Nu ne îndoim de faptul că toți cei care au străbătut aceste spații, localnici sau străini, au fost mai puțin impresionați de peisajul aparte al acestor munți, pentru cunosători – și după cum am putut constata, nu au fost puțini aceia - asemănarea cu Alpii fiind frapantă. Cum în fiecare grupă din Carpații Meridionali există arii în care caracteristicile alpine ale reliefului sunt evidente, folosirea denumirii de *Alpii Transilvaniei* pentru întreg spațiul montan din sudul Transilvaniei apare ca fiind dintre cele mai firești.

Chiar dacă în geografia românească (e.g. Geografia României, IV, p. 233) se consideră că denumirea de Alpii Transilvaniei a fost consacrată prin excelenta monografie geomorfologică pe care Emm de Martonne a dedicat-o Carpaților Meridionali (Martonne, 1907), nu putem omite faptul că în a II-a jumătate a secolului trecut geologii și geografii austrieci, germani și maghiari foloseau frecvent denumirea de *Alpii Transilvaniei*, dar și pe cea de Carpații Sudici („Südkarpaten”), ambele fiind preluate de către Emm. de Martonne. De fapt, în primul său articol dedicat unor aspecte geomorfologice din spațiul românesc, din Carpații Românești (Martonne, 1899), geograful francez utilizează, ca de altfel și prietenii și colaboratorii săi, geologii Ludovic Mrazec și Gheorghe Munteanu-Murgoci. Încă din primele lor articole științifice, denumirea de Carpații Meridionali („Karpates méridionales”).

Relieful periglaciara și caracterele alpine ale Carpaților Meridionali

Deoarece peisajul geografic este o structură spațială exprimată printr-o fizionomie proprie (Drăguț, 2000), în individualizarea peisajelor montane reliefului are rolul prioritar, hotărâtor. Pornind de la această axiomă, se acceptă că în cazul peisajului alpin ariile glaciare și/sau glaciare sunt elementele cheie în definirea individualității și unicității acestuia. Fără îndoială că formele glaciare de tipul circurilor și văilor glaciare, străjuite de

vârfuri semețe și creste ascuțite de tip *karling* sunt elementele morfologice majore ce conturează ceea ce se definește a fi relieful alpin. O analiză foarte atentă a acestui relieful alpin are darul de a scoate în evidență existența elementelor de detaliu ce aparțin reliefului periglaciara. În cazul de față ne revine tocmai misiunea de a puncta rolul reliefului periglaciara în individualizarea reliefului alpin al Carpaților Meridionali (Alpii Transilvaniei), ținând cont de faptul că morfogeneza periglaciara îmbracă unele aspecte particulare în cazul climatului alpin (French, 1996).

Cine cunoaște realitățile geografice ale Munților Făgăraș și Munților Retezat, două unități montane reprezentative pentru Carpații Meridionali, nu se poate să nu fi remarcat prezența vârfurilor și crestelor ascuțite - denumite aici custuri -, ce se constituie în două nivele de creste (Sircu, 1958; Urdea, 2000) adică de ceea ce în peisajul comun al Alpilor este definit drept *Gipfelflur* (Penck, 1919). Chiar dacă s-a generalizat ideea că aceste creste sunt creste glaciare, opinia noastră este diferită, considerându-le ca fiind forme compozite (sens Macar, 1946). Ele nu sunt forme glaciare deoarece nu poartă amprenta modelării glaciare ci doar că s-au individualizat ca forme majore prin retragerea pereților circurilor și văilor glaciare. Aspectele lor de detaliu sunt dominate de prezența substratului geologic atacat de procese criergice și de acțiunea maselor de zăpadă, acțiuni materializate în individualizarea mezo- și microformelor zimțate, a maselor de gelifracțe și a culoarelor de avalanșe. Aceste creste poartă fără dubii amprenta modelării periglaciare din cadrul etajului morfogenetic supraglaciara, situat desigur deasupra ariei în care ghețarii pleistocenii stăpâneau morfogeneza, acțiunea acestora fiind detectabilă până la nivelul superior al umerilor glaciari (fig. 1.), umeri sculptați în fazele glaciare majore, desfășurate din Pleistocenul Mediu și până în Tardiglaciara.

Nu omitem a menționa faptul că după dispariția ghețarilor și până în zilele noastre aceste macroforme au fost modelate în continuare în condițiile specifice etajului morfoclimatic periglaciara (Popescu, Ielenicz, 1981; Niculescu, 1996; Urdea, 1997), ele

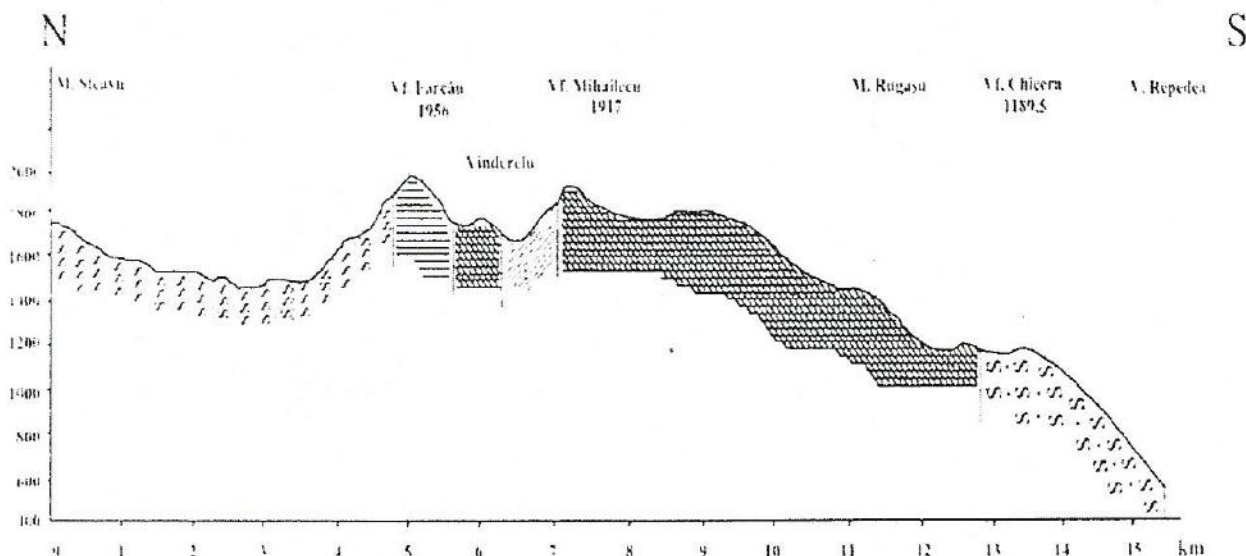


FIG. 2 PROFIL GEOMORFOLOGIC ÎN MASIVUL FARCĂU-MIHAILCU

Fig. 1. Poziția etajului morfogenetic supraglaciara pleistocen în raport cu generațiile de forme glaciare îmbucate și cu limita actuală a pădurii în Muntele Viștea Mare-Moldoveanu.

„găzduind” mezo- și microforme periglaciara, ceea ce ne permite să le considerăm ca fiind forme glaciara-periglaciara, mai ales că nu de puține ori masele de gelifracțe îmbracă întregul versant, adică sunt versanți de gelifracțe, sau versanți alogeni, afectați de creep, ceea ce le conferă un aspect undulat, aparte (Urdea, 2000). Devenirea morfogenetică a acestor elemente definitorii ale reliefului alpin nu exclude prezența în perioadele glaciara a maselor de gheață de tipul șorțurilor de gheață (*ice aprons*), care, după cum se știe, nu au efecte morfologice de prea mare importanță.

Cine cunoaște Fața Retezatului, partea superioară a versantului drept al văii Râului Bărbat, între Vf. Lacului și Vf. Lăncișu, sau versantul vestic al Parângului, între Vf. Cârja și Vf. Parângu Mare nu se poate să nu fi remarcat aspectul „tigrat” al versantului, determinat de râurile de pietre, elemente tipice periglaciara.

Mai amintim faptul că unele mase de gelifracțe situate pe versanți se constituie în veritabile forme cunoscute sub numele de *stone-banked lobe* („solifluxiuni cu frunte de pietre”) (Urdea, Vuia, 2000), după cum pe versanții solificați sunt prezente mezo- și microformele solifluxionale, existând chiar versanți de solifluxiune.

În cazul ariilor cu relief de tip Borăscu, comune Munților Godeanu, Țarcu, Șureanu, Lotrului, Căpățâni și Cindrel, de multe ori vârfulurile conice sau cu aspect de cupolă ce au purtat în timpul glaciara mase de gheață, au fost transformate de către procesele periglaciara fie în martori de tipul tor-urilor, fie în mase haotice de gelifracțe der tipul tamp-urilor periglaciara. Aceste forme periglaciara sunt prezente și pe suprafețele de nivelare din cadrul complexului sculptural Borăscu alături de numeroase mușuroaie periglaciara, microdepresiuni nivale, precum și cercuri și poligoane de pietre.

O altă constatare importantă este aceea că, după dispariția ghețurilor, formele glaciara au fost atacate de către procesele periglaciara, fiind „desfigurate”, distruse și/sau acoperite de către noile forme, asistând deci la o „transgresiune” a periglaciaraului peste glaciara. Astfel, multe forme ca blocurile eratice, berbecii glaciari, au fost transformate în mase de gelifracțe, iar pragurile glaciara, atacate de către gelifracție, sunt parazitate de către grohotișuri și râuri de pietre. În cele mai multe cazuri pereții glaciari cu greu mai pot fi recunoscuți, desfigurați fiind de culoarele de avalanșe ce-i brăzdează și de masele de grohotișuri ce-i acoperă în bună măsură (fig. 2). Aceste mase de gelifracțe

constituite în conuri, trene și tabliere de grohotiș (*sens* Francou, Hétu, 1989) sunt cele ce dau nota dominantă a peisajului circurilor și văilor glaciare. Dacă ținem cont și de faptul că aceste mase de gelifracțe sunt depozite cu stratificare ritmică (Urdea, 1995), iar uneori sunt afectate de fenomenul de *debris-flow* (Urdea, 1995; Urdea, Vuia, 2000), toate acestea fiind caracteristice reliefului alpin, tabloul este mai complet.

Podeaua văilor și mai ales a circurilor glaciare este adeseori „parazitată” cu mase mari de gelifracțe, denumite generic mări de pietre și câmpuri de pietre, dar care, la o privire atentă, sunt veritabili ghețari de pietre (*rockglaciers*)

(Fig. 2), foarte caracteristici mai ales ariilor grefate pe granitoide (Urdea, 1985, 1992). Ghețarii de pietre identificați în Retezat, Făgăraș, Parâng, Țarcu, Godeanu, Iezer-Păpușă, mezoforme tipice ale domeniului periglaciare (Hölermann, 1983), aparțin celor două tipuri genetice majore de ghețari de pietre, *talus rockglaciers* și *debris rockglaciers* (Barsch, 1996). Cum ghețarii de pietre sunt indicatori ai etajului permafrostului discontinuu, permafrost ce a fost depistat și a cărei existență a fost demonstrată (Urdea, 1993, 1998), apropierea, din acest punct de vedere, de specificul Alpilor (Haeberli, 1978), este și mai puternică.

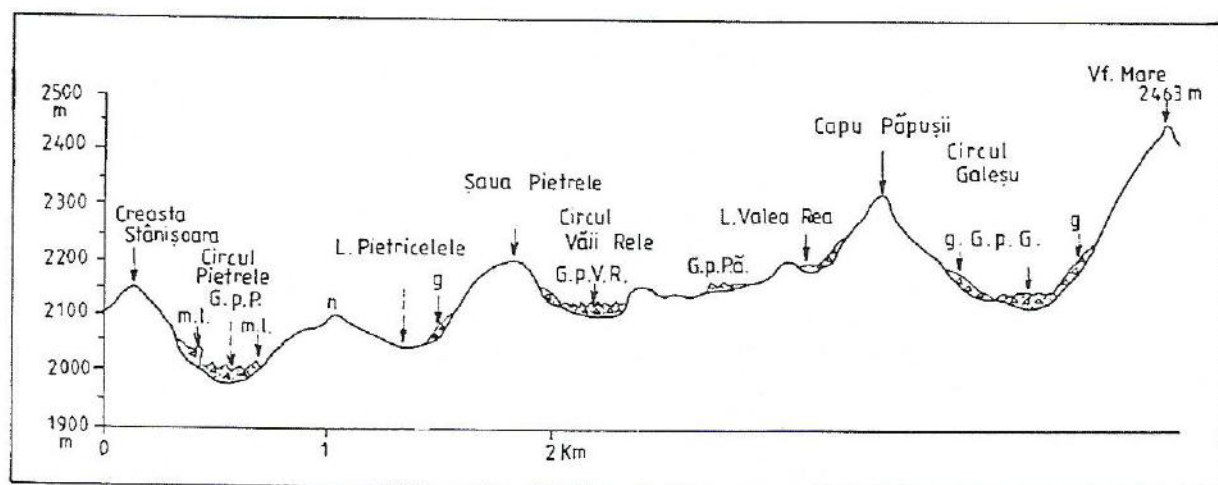


Fig. 2. Profil geomorfologic între Creasta Stânișoara și Vf. Mare (Munții Retezat). G.p. P - ghețarul de pietre Pietrele; G.p. V.R. - ghețarul de pietre Valea Rea; G.p. Pă. - ghețarul de pietre Păpușă; m. l. - morene laterale; n - nunatak; g. - grohotișuri;

Dacă ținem cont de complexitatea reliefului Carpaților Meridionali, complexitate în cadrul căreia, pentru zona înaltă, relieful glaciare și cel periglaciare - reprezentat atât prin forme specifice suprafețelor înclinate cât și celor plane - definesc întregul peisaj alpin, și dacă ținem cont și de faptul că structura geologică este una de tip alpin, considerăm că nu trebuie să respingem utilizarea denumirii de

Alpii Transilvaniei, ea exprimând o realitate geomorfologică și peisagistică incontestabilă. Păstrarea acestei denumiri pentru Carpații Meridionali are darul de a menține în permanență în atenția tuturor apartenența Carpaților la sistemul alpin, apropierea acestei arii montane de Alpi, cei mai reprezentativi munți ai Europei, semnificația originală a apelativului *alpes* potrivit-li-se.

BIBLIOGRAFIE

- BARSCH, D. (1996), *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*, Springer - Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 331 p.
- DRĂGUT, L. (2000), *Geografia peisajelor*, Edit. „Presa Universitară Clujeană”, Cluj-Napoca, 119 p.
- FRANCOU, B., HÉTU, B. (1989), *Eboulis et autres formations de pente heterométriques. Contribution a une terminologie geomorphologiques*, Notes et Comptes-Rendus du groupe de travail „Régionalisation du Périglaciaire”, fasc. XIV, 11-69.
- FRENCH, H. M. (1996), *The periglacial environment*, Longman, Harlow, 2nd Edition, 341 p.
- HAEBERLI, W. (1978), *Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps*, Third Intern. Conf. Permafrost, NRC-Ottawa, I, 378-384.
- HÖLERMANN, P. (1983), *Blockgletscher als Mesformen der Periglazialstufe*, Bonner Geogr. Abh. 67, 73 p.
- HONTERUS, J. (1988), *Rudimenta Cosmographica*, Edit. Dacia, Cluj-Napoca, 115 p.
- MACAR, P. (1946), *Principes de Géomorphologie normale*, H. Vaillant-Carmanne, S.A. Liège, 304 p.
- MARTONNE, Emm. de (1899), *Sur la période glaciaire dans les Karpates méridionales*, C. R. Acad. Sc. Paris, **CXXIX**, p. 894-897. Martonne, Emm. de, (1907) - *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales)*, Rev. de géogr. annuelle, I (1906-1907), Paris, 286 p.
- NICULESCU, Gh. (1996), *Le modelé des hauts sommets des Carpates Méridionales pendant le Pléistocene*, Geographical International Seminars, nr. 3 „Carpates Méridionales et Stara Planina (Balkan) Études Géographiques”, Academia Română, Institutul de Geografie, București, p. 13-19.
- PENCK, A. (1919), *Die Gipfelflur der Alpen*, Sitzber. Preuss. Akad. Wiss (Berlin), 17, 256-268.
- POPESCU, N., IELENICZ, M. (1981), *Evoluția versanților în regim periglacial în partea centrală a Munților Făgăraș*, Analele Univ. București, Geografie, **XXX**, p. 89-97.
- POPESCU-SPINENI, M. (1978), *România în izvoare geografice și cartografice*, Edit. Științifică și enciclopedică, București, 255 p.
- SÎRCU, I. (1958), *Contribuții cu privire la problema gipfelflurului și a suprafețelor de peneplenă din Munții Făgărașului*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași (Serie nouă), II (Șt. nat), t. IV, p. 163-174.
- URDEA, P. (1983), *Munții Făgărașului în documente din secolul al XVII-lea*, Lucr. Sem.geogr. „D.Cantemir” Iași, 3, p. 133-141.
- URDEA, P. (1992), *Rock glaciers and periglacial phenomena in the Southern Carpathians*, Permafrost and Periglacial Processes, John Wiley & Sons, 3, p. 267-273.
- URDEA, P. (1993), *Permafrost and periglacial forms in the Romanian Carpathians*, în Proceedings of Sixth International Conference on Permafrost, South China University of Technology Press, I, p. 631-637.
- URDEA, P. (1995), *Quelques considerations concernant des formations de pente dans les Carpathes Meridionales*, Permafrost and Periglacial Processes, John Wiley & Sons, 6, p. 195-206.
- URDEA, P. (1997), *Aspects concerning postglacial and present day landforms evolution in Southern Carpathians*, Acta Facultatis Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica, Bratislava, 40, p. 107-117.
- URDEA, P. (1998), *Rock glaciers and permafrost reconstruction in the Southern Carpathians Mountains, Romania*, Permafrost - Seventh International Conference (June 23-27, 1998), Proceedings, Yellowknife, Canada, Collection Nordicana, Nr. 57, Univ. Laval, 1063-1069.
- URDEA, P. (2000), *Muntii Retezat. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Române, București, 272 p.
- *** (1968) *Călători străini despre Țările Române*, Vol. I, Edit. Științifică, București, 587 p.
- *** (1970) *Călători străini despre Țările Române*, Vol. II, Edit. Științifică, București, 688 p.

- * * * (1971) *Călători străini despre Țările Române*, Vol. III, Edit. Științifică, București, 767 p.
- * * * (1972) *Călători străini despre Țările Române*, Vol. IV, Edit. Științifică, București, 634 p.
- * * * (1973) *Călători străini despre Țările Române*, Vol. V, Edit. Științifică, București, 701 p.
- * * * (1992) *Dizionario dei nomi geografici italiani*, TEA-UTET, Torino-Milano, 589 p.
- * * * (1987) *Geografia României, III, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, Edit. Academiei Române, București, 472 p.
- * * * (1970) *Urbariile Țării Făgărașului, I*, Edit. Academiei Române, București, 968 p.
- * * * (1976) *Urbariile Țării Făgărașului, II*, Edit. Academiei Române, București, 1020p.

*Universitatea de Vest din Timișoara
Catedra de Geografie*

SOME CONSIDERATIONS ON THE DYNAMICS AND TYPES OF THE MORPHOGENETIC PROCESSES IN THE FĂGĂRAȘ MASSIF

Mircea VOICULESCU

Key words: *morphogenetic processes, dynamic, types, Făgăraș Massif.*

Considering the determining factors of the dynamics and the general manner of manifestation of the recent processes of relief shaping (relief, lithology, structure, climate, vegetation and year) we considered the most important of them: fluvial, weathering, production of gelifractions and mass movement. Their manner of manifestation and time and space dynamics were analyzed within the great Carpathian levels (alpine, subalpine and forest). That's why we used the time and precipitation data for Péltier diagrams at the following meteorological stations: Omu Peak representative for the highest altitudes, Bâlea Lake for the subalpine level, Cozia for the upper limit of the forest, Cozia and Cumpăna for the forest domain, Câmpulung Muscel, Făgăraș and Titești for the peripheral depression areas.

INTRODUCTION

The recent shaping of the relief is representing itself an open natural system of great dynamics contributing to the permanent modification of the geomorphologic landscape and of the geographic one (Popescu, 1990). The most important factors that determine and influence the development, the manner of manifestation and the dynamics of the shaping of the relief are: the relief, the lithology, the structure, the climate, the vegetation and the anthropical activity (Posea *et al.*, 1974). Function of the affected surface, proportion and type, the morphogenetical processes are underlining the role of the generating factors. Within the same context, we consider the great mobility the diversified range of shaping factors in time and space (Velcea, 1973). There should be mentioned that some morphogenetical factors have only a seasonal occurrence. That's why in different areas placed within the same morphoclimatic level, the processes are manifested combined with simultaneous and complementary action (Urdea, 2000).

The direct or indirect climate impact on morphogenesis is capital and it manifests itself towards the direction of the intensity of time and space association of some processes. Therefore it is considered that of all climate parameters air temperature and rainfall are playing a primordial role (Tricart, Cailleux, 1965). The two elements are not separately

analyzed but correlatively, therefore identifying the type and the manner of manifestation of the morphogenetical processes. The two elements were processed and there were defined both the morphoclimatic systems as well as the type of process and the predominance of one morphoclimatic system or another (Péltier, 1950, Pégui, 1961).

In the Făgăraș Massif, the temperature and the precipitations are presenting important variations imposed by the general circulation of the air masses, massivity, altitude, exposition and some local particularities. For making the Pégui diagram I used the average monthly medium multiannual values, by processing the data registered at the meteorological stations in different periods of time. For the Péltier diagrams I used five values to be studied: as medium multiannual and as monthly averages for the characteristic months (January and July) and for the transition months (April and October). There should be mentioned that for the high altitudes in the Omu Peak and Bâlea Lake, I considered as characteristic January, February, August by considering the fact that occurrence the thermal minimum and maximum is one month apart by compare to the areas of the other stations.

The Pégui diagram is defining and classifying the months according to the seasons: cold and humid, temperate, warm and humid and arid therefore marking the variation of the climate conditions (fig.1). Regarded altitudinally and differently on both slopes the

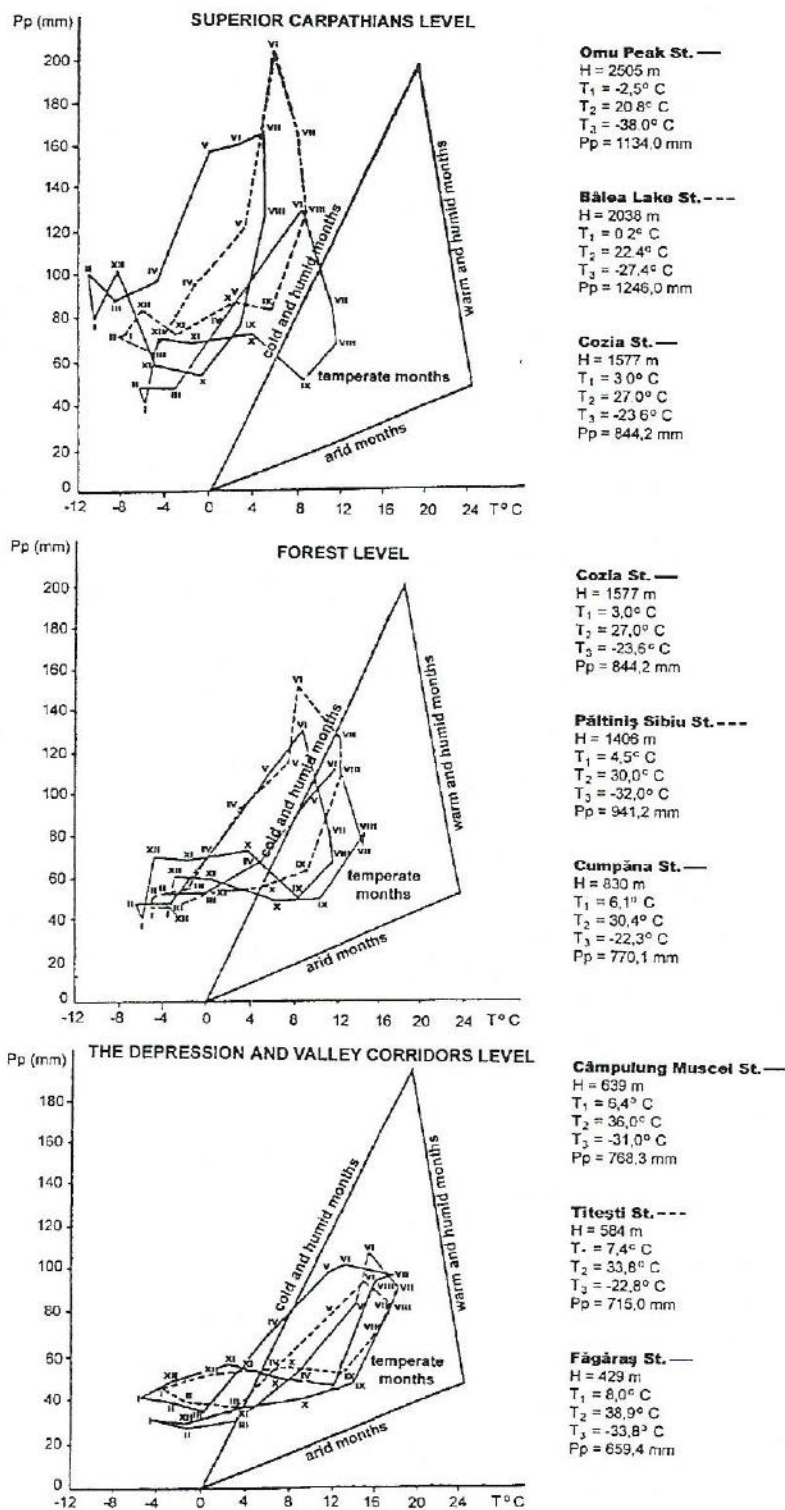


FIG. 1. Péguí diagram representing the variation of the climate conditions, of the above mentioned meteorological stations

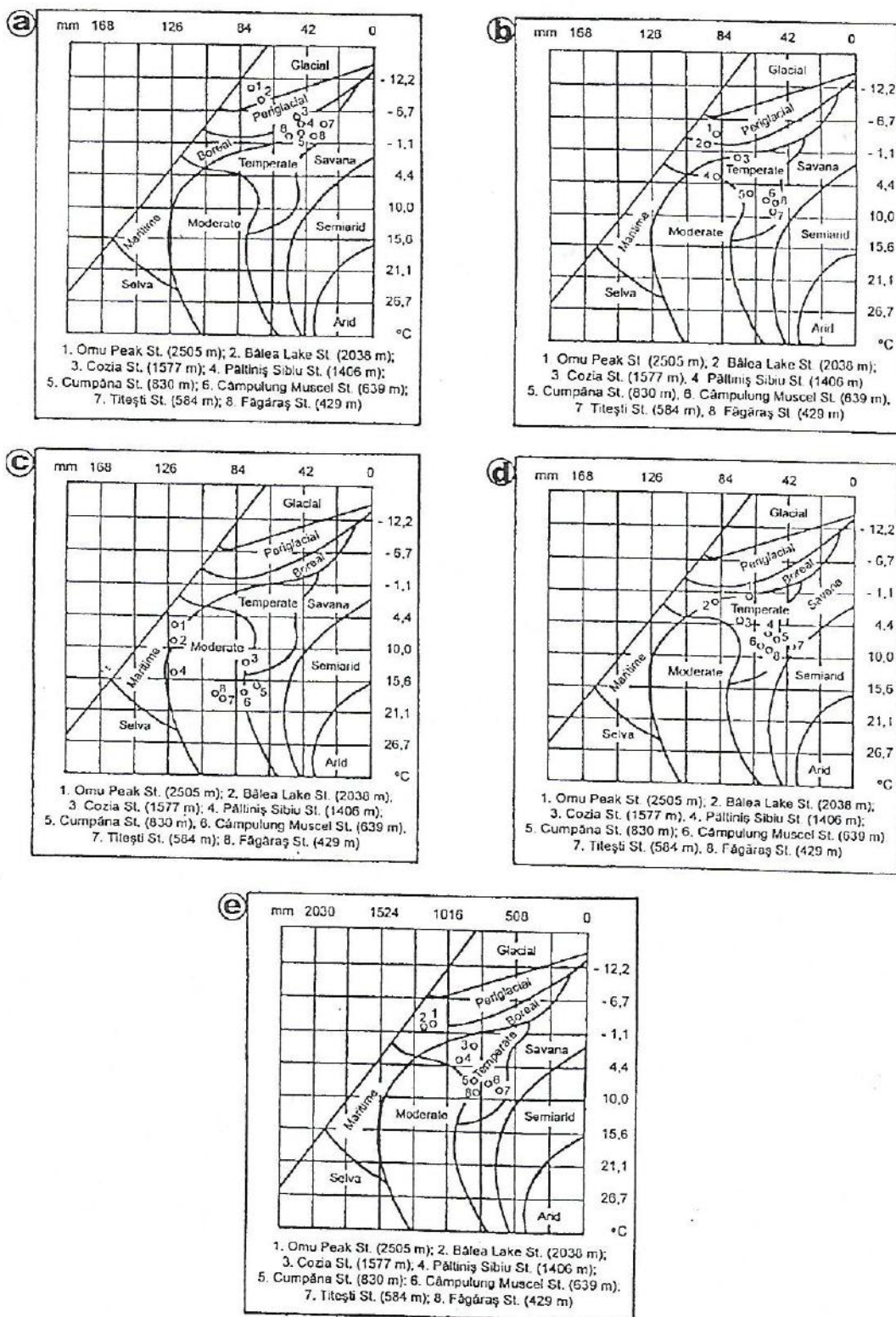


FIG. 2. Peltier diagram representing the location within morphoclimate conditions of the above mentioned meteorological stations:
a. January; b. April; c. July; d. October; e. multiannual monthly mean values

areas of the analyzed stations are defined on certain seasons. For the upper layer there can be seen the total predominance of the cold and humid months in the areas of the Omu Peak and Bâlea-Lake, therefore a 100% proportion. In the lower part of the level (St. Cozia) only three months (July, August and September) are considered temperate months, the other months being cold and humid and representing only 75.0% of the whole. For the forest domain due to the lowering of the altitude and growth of the thermal moderating role of the forest, the areas of the Păltiniș-Sibiu Stations and Cumpăna are included about 4 months a year (July-October) to the temperate conditions, the other months belonging to the cold and humid months that have a total proportion of 66.6% and 58.3%.

At the foot of the massif (Făgăraș Station in the North and Titești Station in the South-West) preponderant are about seven temperate months for each area, in the period April-October, the other being cold and humid, having 41.6% of the whole.

The Peltier diagrams are showing on one hand the yearly evolution, and on the other hand, the monthly evolution of the moulding processes and of the degree of intensity under typical morphoclimatic conditions. Regarding the temperature and precipitation levels those are periglacial for the highest altitudes (Omu Peak Station), boreal for the subalpine domain (Bâlea-Lake Station) and temperate for the other stations but with certain oscillations within the domain (fig. 2 e).

On characteristic months there are some remarkable differences (fig. 2 a, b, c, d). For the highest altitudes of the upper Carpathian level there can be seen the shift to the glacial and periglacial morphoclimatic conditions of January respectively of the periglacial and boreal ones of April to those of maritime morphoclimatic conditions of July, concomitantly with the raise of the temperature but especially for the summer season of the precipitations.

In October, together with the lowering of the temperature and the step by step transformation of the precipitations from liquid to solid ones the conditions become boreal. For the lower part of the subalpine level, at the

contact with the upper limit of the forest the morphoclimatic conditions grow from periglacial in January to boreal in April, moderate in July and temperate again in October. The slope level is differently framed in the morphoclimatic conditions function of the altitude and exposition. For January, April and October the morphoclimatic conditions are alike, boreal and temperate (with the typical accents). In July at Păltiniș-Sibiu Station there are registered moderate morphoclimatic conditions with high temperatures but also constant precipitations while Cumpăna Stations is registering lower temperatures (due to the lee-side exposition and low altitudes), but higher temperatures, the conditions being of savanna.

DISCUSSIONS

1. The processes of fluvial erosion

These do present different intensities within the altitudinally grouped Carpathian levels.

Regarded according to Peltier diagram, they are altitudinally and seasonally differentiated from the point of view of the intensity (3).

Annually, this has a medium value within the upper levels (alpine and subalpine) and maximum within the other areas (3 e). At high altitudes, the fluvial processes have an areolar character, denudative on the slopes surface (the dimensions being given by their inclination), the lack of forest vegetation and by the anthropical influences by overgrazing. There should be also added the fact that the solid precipitations have a large proportion actually blocking 7-8 months/year the action of the processes. In lots of cases, their forms are borna and develop in the alteration crust, in deluvia and even coluvii.

Within the subalpine and by forest domain, the fluvial erosion has vast shapes considering the fact that a lot of permanent valleys have their springs at the level of Râu-Șes Platform, i.e. at 1600-1700-1800 m. The valleys are well developed, deep with a strong longitudinal profile especially on the Northern slopes. On the Southern slope with a much larger surface

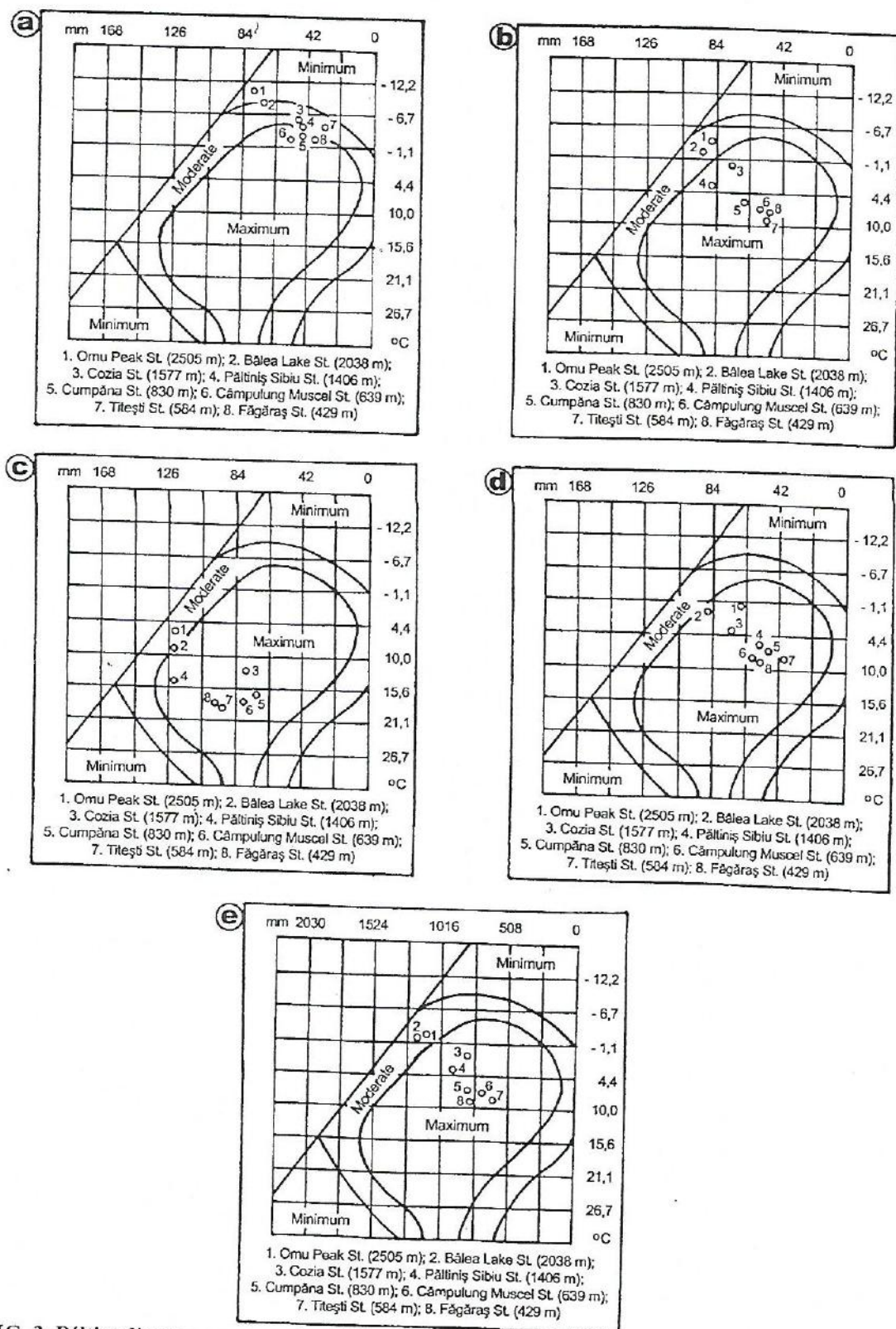


FIG. 3. Peltier diagram representing the location within fluvial processes of the above mentioned meteorological stations:

a. January; b. April; c. July; d. October; e. multiannual monthly mean values

940 km² (Voiculescu, 1999-2000) it is making large dentritic basins (Velcea, Popova-Cucu, in *Geografia României, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, 1987).

In January (fig. 3 a), the intensity of the processes is minimal at high altitudes, with a lot of snow, and from medium to maximum in the sectors placed under the upper limit of the forest. In April (3 b), although the temperature grows constantly, the snow layer is constantly growing in the upper Carpathian level in the superior level the snow layer is consistently getting the greatest thickness, the frost is persistent and the rivers are blocked. Therefore the fluvial processes have a medium intensity. In the areas of the other stations, the value is maximum, the processes being amplified by the spring drainage, conditioned by the masses of warmer air that determine the melting of the snow. In July (3 c), the differences are the same, but with a movement of the processes within the graphic frame, as a result of the increase of the precipitations and temperature. In October (3 d), the intensity gets at maximum values in all the areas. At high altitudes, (Omu Peak Station) where for this summer the thermal average is negative, the soils freeze to a superficial depth during the night. During the day, together with the growth of temperature and under sufficient amount of precipitation, the fluvial erosion processes are reactivated. They will be more important with the higher inclination of the slope and favourable exposition, and the solid precipitation fallen do not determine the making of a consistent snow layer to block the starting and the evolution of the fluvial modelation. In the other areas, the maximum intensity is favoured by the Autumn rains or here, and there by their transformation in solid precipitation like at Bâlea-Lake, Cozia and even Păltiniș-Sibiu.

2. The Weathering

It represents an ensemble of mechanic and chemical processes that destroy and transform the materials making the bedrock. Therefore the weathering encounters all the transformations the rock is suffering at the contact with the atmosphere agents. In order to

give a larger spectrum to the notion there was proposed the term of *foregoing processes to erosion and transportation* (Posea, et al., 1976).

The main processes can be grouped such as: physical with the differentiation of the mechanical form called mechanical weathering; chemical or chemical weathering or physical-chemical or dissolution. One or another of these groups with the predominance of the manner of manifestation is first determined by the climate, vertical leveling, by the type and physical properties of the rocks, by the slope, by the exposition and biological action.

Following the Peltier diagram at the year level, processes into groups weathering two categories of processes: physical by mechanic ones for highest elevation of Făgăraș Massif and moderately chemical (freezing) for the areas of the forest domain, and of the peripheral ones (4 e).

First, the rock weathering is determined both by the sun shining and by the alternation frost- thaw. Considering the fact that the upper Carpathian level is lacking in forest vegetation, having an open character, the sun shining has an important proportion. This can be considered according to the number of sunny hours, varying between 1550-1600 hours or between 270-290 sunny days. At the same time, the exposition of the slopes influences the degree of sunshining. The thermal weathering of the rocks is therefore strongly determined by the sunshine. The faster it is producing, the stronger the phenomenon, therefore the rock gets heated during the day, and during night it gets colder, the temperature getting below 0° C. The thermal contrasts between the seasons are not important during the process of weathering but the contrasts within a season, from day to night. It should be considered that at high altitudes, the amount of precipitation is high and the rhythm of drainage is strongly influenced by the high slopes and the lack of the vegetal. Even under these circumstances the humidity is participating specially to the amplification of the thermal weathering. Secondly, in the case of the chemical weathering, irrespective of the intensity of the shape in which they produce, they determine the grinding of the rock with an important

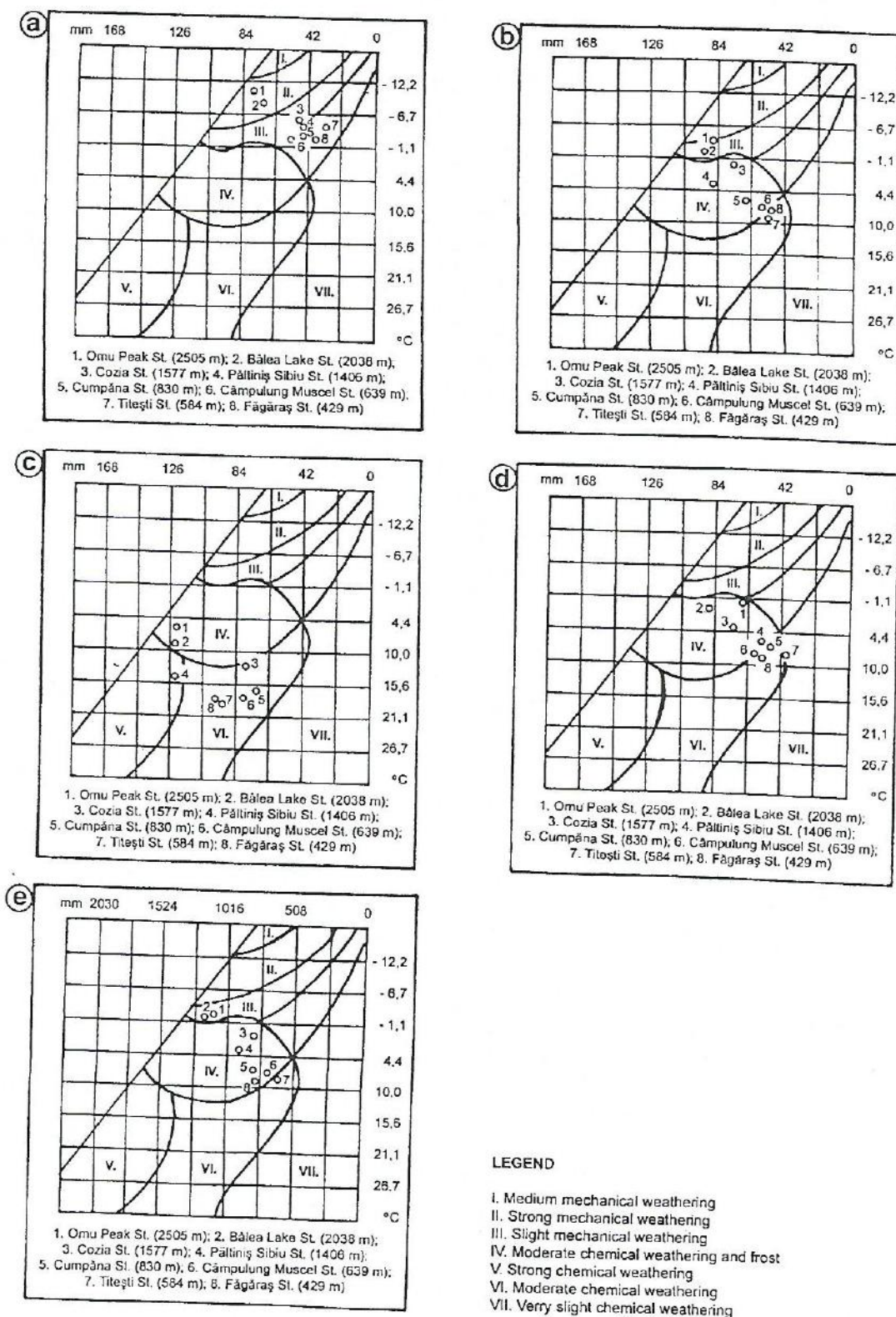


FIG. 4. Peltier diagram representing the location within the weathering processes of the above mentioned meteorological stations:

a. January; b. April; c. July; d. October; e. multiannual monthly mean values

contribution of the water. These processes are stimulated especially within the forest domain where the tree vegetation is preserving a constant humidity, during all seasons.

At the same time, the water loaded with chemical acids of the biotic layer, is generating aggressive salts from the point of view of the weathering. The process is doubled by the action of the frost whose amplitude is growing together with the altitude and reactivates the processes at thaw.

Freezing has its own role because it is producing at relatively high altitudes (areas of Păltiniș-Sibiu, Cozia Stations), therefore with a cold climate, it maintains the degree of humidity proper to oxidation, due to the high content of oxygen in the cold water.

For January, i.e. February (4 a) at highest elevations, the weathering is presented by the strong mechanical type at the high levels (Omu Peak and Bălea-Lake Stations), by the weak mechanical one (Păltiniș-Sibiu and Cozia Stations) to weak chemical one in case of the other peripheral stations. This is because at low temperatures, below 0°C as in January, February and in conditions of low humidity, the chemical weathering is reduced a lot, the water being the main factor. In April (4 b), the growth of the temperature but also of the precipitations determines a weak mechanical action at high altitudes and moderate chemical with reactions freezing typical to the elevations of the forest domain and the peripheral one, Northern depression with the highest temperatures in April and a sufficient amount of humidity. In July and August (4 c), when the thermal regime and the amount of precipitations register the highest values within the whole massif, strongly stimulating the chemical action, there can be observed the framing of the high altitude areas (Omu Peak Station, Bălea-Lake Station and even Cozia Station) in the moderate activity period with freezing action. For the areas of the other stations the framing belongs to the moderate chemical and even strong chemical activity (Păltiniș-Sibiu Station). In these cases the chemical weathering is strongly stimulated by the high temperatures and precipitations but also by the existence of the forest vegetation

well constituted in the slope domain in full biological development during this month (maximum phase) that maintains a rich and permanent humidity for the warm season. Finally in October (4 d), the last month the gradual dwindling of the temperature that reaches the negative monthly average and solid precipitations in the upper Carpathian level there can be observed a concentration in the interval with moderate chemical activity with freezing. There should also be added the reduction of the activity of the forest vegetation for the areas of the slope and depression levels stations.

3. The chemical weathering processes

Closely connected to the chemical weathering processes, there is the degree of intensity of manifestation. Followed annually, the weathering processes have a moderate action (5 e). Differentiated on characteristicly months they are presented as follows: weak for all areas in January (5 a), moderate in April (5 b) from strong moderate for Bălea-Lake and Păltiniș-Sibiu (5 c) areas and from moderate to weak for Făgăraș in October (5 d).

The seasons and characteristic month differences are imposed by the variability of the parameters of temperature and precipitations, therefore of the morphoclimatic conditions and of local characteristics of the other environment components.

4. Production of frost-shattered rocks

The intensity of production of frost-shattered rocks presents important variations along the year according to the altitude context of the climate parameters and by the relief characteristics (slope, exhibition, covering with vegetation).

For the multiannual average, the intensity of the process is varying from moderate to intensive at high altitudes of the superior Carpathian level and weak in the case of the areas placed between the upper level of the forest and the periphery of the massif (6 e). In January, the weathering processes have a strong intensity at over 2000 m also due to the direct

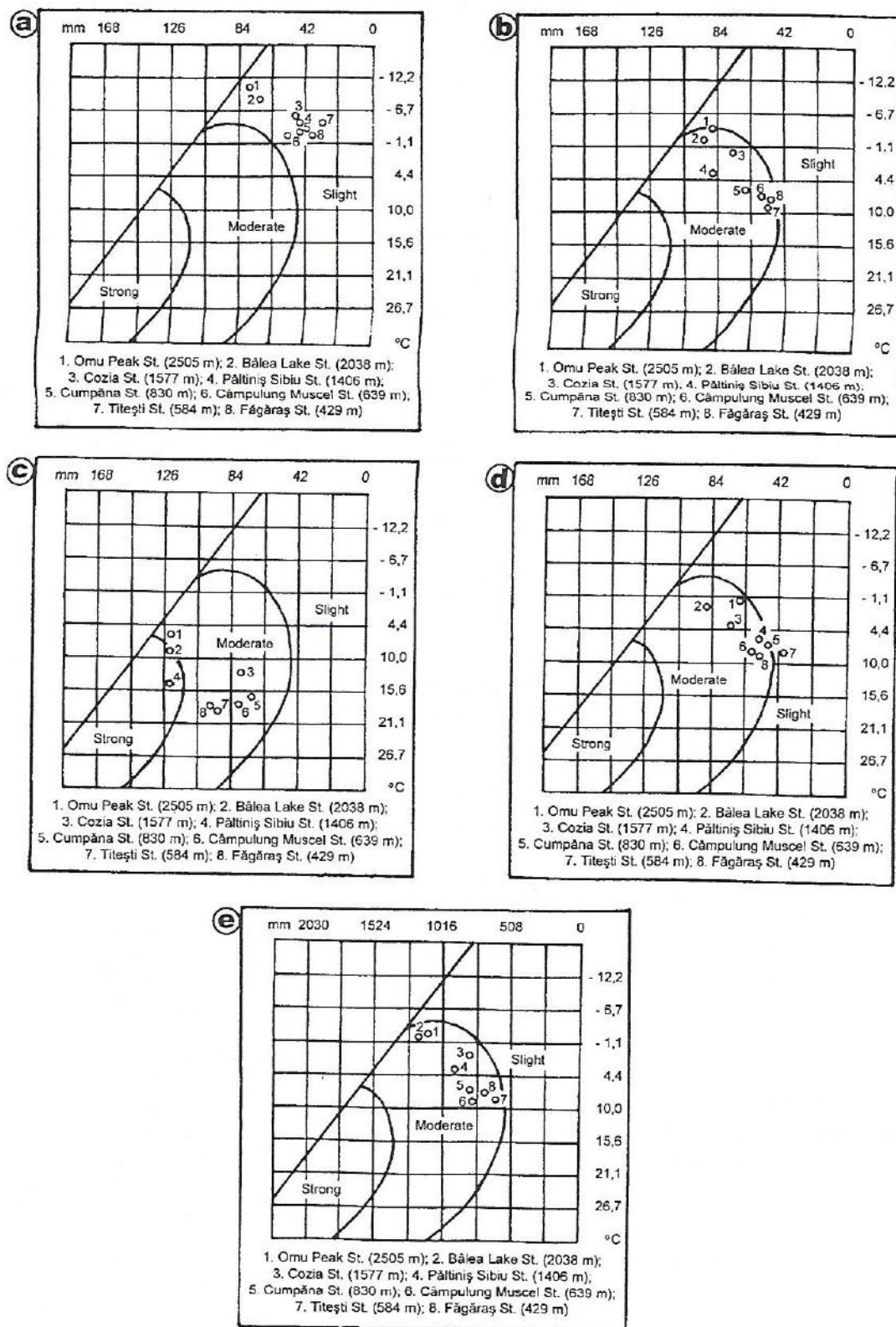


FIG. 5. Peltier diagram representing the location within the chemical weathering processes of the above mentioned meteorological stations:

a. January; b. April; c. July; d. October; e. multiannual monthly mean values

exposition of the rock at the simultaneous action of the freezing and thaw, insolation and the force of wind blowing that amplifies the rock weathering.

At lower elevations typical to the contact area of the forest domain with the subalpine one and at the peripheral sectors there can be observed a graphic grouping of intensity on both sides of the line between the moderate and the weak intensity (6 a). April is generally keeping the same characteristics but the graphic disposition of the intensity is much larger getting even to an insignificant value in case of the low areas (6 b).

July and August show low values in making weathering products for the high altitudes of the superior Carpathian level with very rare weathering products, accidental in this period of the year and insignificant in the remaining areas (6 c).

The phenomenon should be corroborated with the simultaneous growth of the temperature and the amounts of precipitations and with the protection role of the vegetation. In October, the last characteristic month, the intensity of making weathering products is moderate at high altitudes but still weak and insignificant within the other mountain areas (6 d). An attentive observation reveals the fact that the graphic framing of the weathering process itself and the production of weathering products respect the existence of the freezing cycle intervals, placed in the spring and summer seasons when most of the daily variations occur.

5. The mass movements

Represent a complete manner of shaping the relief forms by their general evolution. The mass movements group together all forms of movement both of the materials resulted after the weathering process as well as inside the rocks. The primordial role in movement is played by the gravitation movement on the slope of all the materials.

The movement on the slope, by sliding, flowing or creeping (Bălțeanu, Posea, in *Geografia României, I, Geografia Fizică*, 1983) is determined by two categories of factors that we could call potential and starting. In the first

category we include the slope and the physical-mechanic properties among which the most important are the cohesion and the friction, the degree of covering with grass and wooden vegetation. Within the second category we include the alternance of freezing-thaw periods typical especially of the upper Carpathian levels and the anthropical influence (by deforestation, making of transportation forest roads, slopes sectioning).

The slope is the one that gives the speed of the materials due to the gravitational force. Slope inclination varies a lot within the whole superior Carpathian level and even within the same slope. There are direct links between the speed of movement of the particles and the slope inclination. The higher the slope inclination, the higher the movement speed and vice versa. It is for sure that between the glacial circuits and the superior part of the glacial valleys there are the highest values of the slope, as strongly inclined slopes, walls and escarpments therefore the movements and accumulations of the weathering materials will have, within these sectors, the highest proportion and frequency. But, the slope is not acting singularly, its determining role being highly connected to the cohesion and friction of the rocks, on one hand, and to the degree of covering with vegetation on the other hand (grassy type, especially on the upper part of the Carpathian level or dwarf type in the lower part of the Carpathian level).

The intensity of the mass movement is spatially varying according to the factors mentioned above. The Péltier diagrams highlighted the time variation of the degree of intensity of the material movements as materials, weak movements of relative stagnation are coinciding with the variability of the climate parameters. That's why the climate rhythm puts the same characteristics on the mass movements so that every month or season be analyzed its specific by function of the altitude coordinates and the particularities of the relief.

The balance of the multiannual monthly temperatures and precipitations are assuring a moderate-maximum intensity at the superior levels of the Făgăraș massif, moderate to the

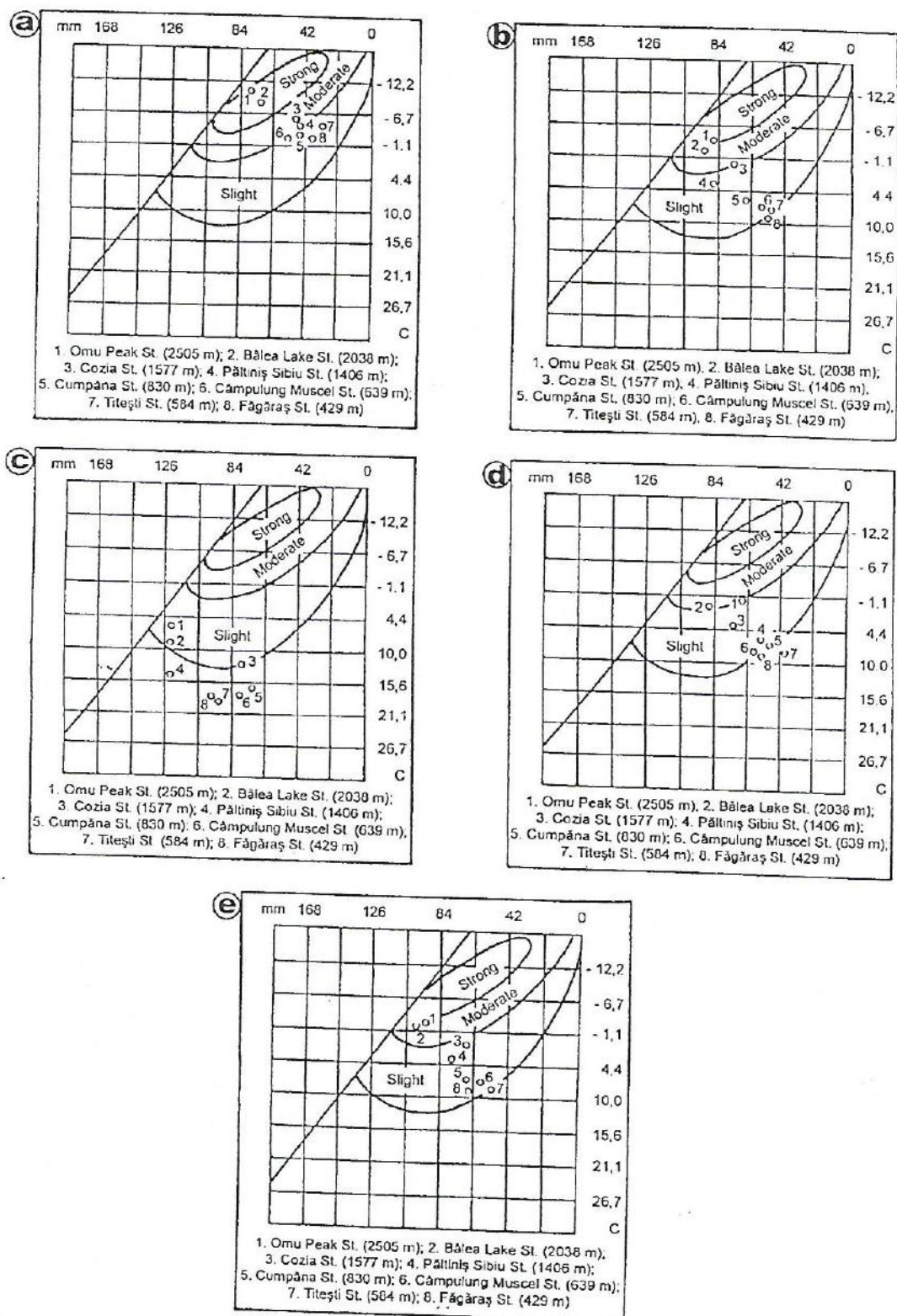


FIG. 6. Peltier diagram representing the location within the production of frost-shattered rocks of the above mentioned meteorological stations:
a. January; b. April; c. July; d. October; e. multiannual monthly mean values

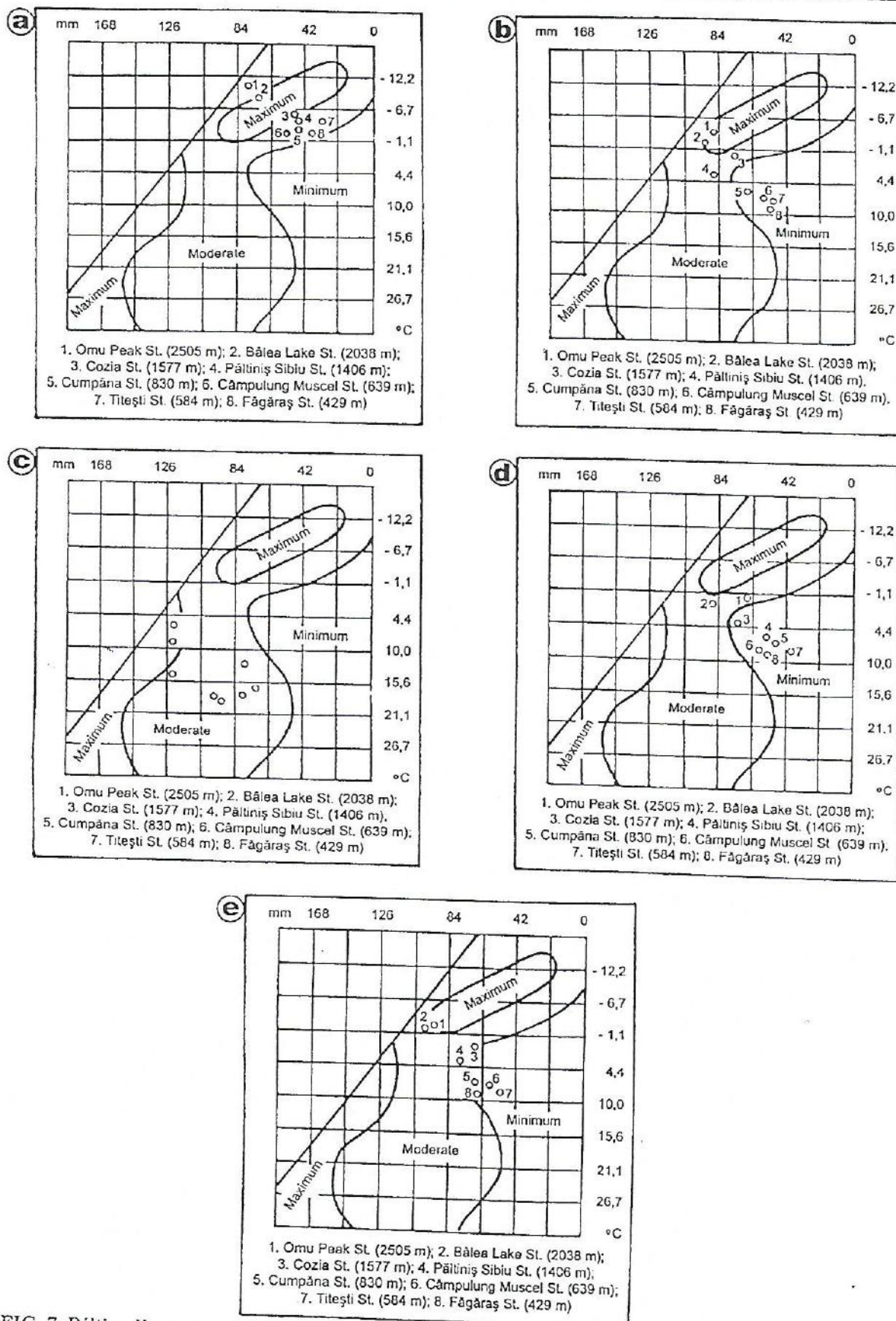


FIG. 7. Peltier diagram representing the location within the mass movements of the above mentioned meteorological stations:

a. January; b. April; c. July; d. October; e. multiannual monthly mean values

contact of the subalpine level with forest levels and minimum at the lower levels (7 e). The explanation should be the fact that at the high altitudes, the harsh climate with two intervals of high intensity of the freezing cycles, Spring and Autumn with abundant solid precipitations with thick layers of snow, are favouring the movement, especially at the Spring-Summer thaws and even at the Summer-Autumn freezings. On the other hand, the avalanches are determining mass sliding in the sectors of the glacial cirques and valleys.

At lower altitudes, the forest vegetation halts the mass movements. According to its consistence, the forest can diminish a lot their intensity by homogenizing them on the surface of the slope. As of the forest is keeping the rain-water, and the snow layer is persisting more at the shelter of the trees, the snow melts slowly.

In January i.e. February, the intensity of the mass movements goes from moderate in the sector of the highest peaks to maximum, typical of the alpine level in its inferior part and subalpine to the superior limit of the forest. In conditions of adequate slope the sliding rocks can move on large surfaces due to the snow layer that determines the movement, but also because of the frozen sliding surface. It's the time when the snow layer is thick and the secondary maximum is achieved therefore the action of the avalanches being consistent, the amount of sliding rocks and rock falls being huge. In the other areas the intensity is moderate, especially imprinted by the action of the snow (7 a).

April falls within the interval of the freezing cycles when the melting of the snow and the over moistening of the lower snow layers and of the slide rocks and freezing creates favourable conditions of sliding on the frozen layer. That's why, over 2000 m, the intensity of the mass movements is maximum, also amplified by the moist Spring avalanches. At lower altitudes, (less than 2000 m and on the upper part of the forest, the intensity is moderate). In other parts, the value of the intensity is minimum, the forest having a moderating role. (7 b).

In July, August the maximum characteristic is preserved at high altitudes and

moderate in the remaining areas (7 c). The degree of intensity in the upper Carpathian level is determined by the high level of precipitations and its exceptional values, respectively of the shower rains and the number of days with typical characteristics.

October is framed within the second period with freezing cycles and the thermal alternance favors the mass movements at high altitudes with a moderate intensity. In those areas the precipitations can turn any time into snow that can melt without making a snow layer. For the other sectors of the Făgăraș Massif, the intensity of the mass movements is minimum also due to the forest vegetation and of the reduced enough precipitations (7 d).

CONCLUSIONS

As a result of the present analysis we can conclude:

- ♦ the morphogenetical processes are typical of the reminded morphoclimatic levels, acting due to the conditions between the elements and the environment components;
- ♦ the manner of manifestation of the morphogenetical processes is altitudinally differentiated, their intensity, frequency, duration and proportion decreasing to the periphery of the massif with the lower altitudes;
- ♦ the same differentiations appear even within the same Carpathian level or domain;
- ♦ the morphogenetical processes have particular characteristic especially in the upper Carpathian level, due to its exposition, wide opening, lack of buffer forest vegetation, and amplifying of the relation between the climate parameters, on the background of the altitudinal coordinate. Therefore at this level, there are characteristic, the inherited morphological background, the weathering as a predominant process, the production of frost-shattered blocks, the mass and wind movements. All these have extremely important landscape implications;
- ♦ their manifestation and space proportion are determined by a series of local particularities, but also by the presence of

the forest vegetation that characterizes the slope level, directioning the landscape evolution. Typical of the level, there are the fluvial processes altitudinally differentiated especially in the upper part, as a result of the effect of domination of the superior Carpathian level;

♦ the anthropical component is participating due to the specific practice of one or another of the Carpathian levels or domains to the starting and/or the acceleration of the morphogenetical processes

REFERENCES

- PÉGUL, CH. P. (1961), *Précis de climatologie*, Masson & C^{ie}, Paris, 347 pag.
- PÉLTIER, C. L. (1950), *The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*, Ann. Association American Geographic, **40**, p. 214-236.
- POPESCU, N. (1990), *Țara Făgărașului, studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Române, 180 p.
- POSEA, Gr., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1974), *Relieful României*, Edit. Științifică, București, 483 p.
- POSEA, Gr., POPESCU, N., GRIGORE, M., IELENICZ, M. (1976), *Geomorfologie*, Edit. Didactică și Pedagogică, București, 535 p.
- TRICART, J., CAILLEUX, A. (1977), *Précis de géomorphologie*, Tome II, *Géomorphologie dynamique générale*, Sedes, Paris.
- URDEA, P. (2000), *Munții Retezat, studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Române, București, 272 p.
- VELCEA, VALERIA (1973), *Procesele morfologice actuale din România*, în *Realizări în geografia României*, Culegere de studii, 25-35 p., Edit. Științifică, București.
- VOICULESCU, M. (1999-2000), *Considerații asupra morfometriei și a indicilor de retenție a apei în sol*, Analele Universității de Vest din Timișoara, Seria Geografie, **IX-X**, Timișoara, p. 195-210.
- * * * (1983), *Geografia României, I, Geografia fizică*, Edit. Academiei Române, 662 p.
- * * * (1987), *Geografia României, III, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, Edit. Academiei Române, 472 p.

*Universitatea de Vest
Timișoara*

GEOMORFOMETRIA MASIVELOR MONTANE

Marcel MÎNDRESCU

Cuvinte cheie: masive montane, variațiile morfometrice, Munții Maramureșului.

The Earth's surface is shaped into various relief patterns, and any land with an elevation substantially higher strip of than that of its surroundings is recognized as mountain. Mountain morphology has been representing an element of attraction for most geomorphologist, more because it lies at the base of the elaboration of most important geomorphology theories.

More geomorphological studies have revealed the morphological characteristics of mountains and have discussed the development of mountains. The extent of mountain, however, has not yet been determined by a certain definition, because of the lack of a geomorphological definition for mountains. Most morphological elements (e.g. relief, slope, exposition and assymetry) vary in value as the selected extent of the mountain varies. Therefore, it is necessary to define the extent of the mountain before it is possible to determine the mountain's morphometrical parameters unequivocally.

This paper presents a new method, "mountain ordering", for defining the extent of a mountain, and uses this method to examine the morphological and morphometrical characteristics of a set of ordered mountains (mountain massif) in Maramureș mountains.

Since the definition of a mountain's order is very simple, the morphological parameters presented in this paper and additional morphological parameters can be obtained from geomorphometry based on mountain ordering exercises conducted in various mountains over a broader range of areas. These morphological data will be a useful tool in discussing the development of mountains.

1. Introducere

Suprafața pământului este configurată în diferite tipuri de relief, însă cele care se evidențiază cel mai mult sunt acele terenuri care prezintă o ridicare substanțială față de regiunile înconjurătoare denumite lanțuri montane. Morfologia montană, ca parte integrantă a sistemului geomorfologic global, s-a bucurat de cea mai mare atenție din partea geomorfologilor, care pe baza ei au elaborat și formulat cele mai importante legitiți și teorii din geomorfologie.

Geomorfologii au înțeles de timpuriu, că morfologia montană depinde de condițiile geologice și climatice, și astfel, studiul reliefului montan a fost dirijat spre diferite arii, utilizând diferite tehnici și metode. În particular, aplicarea modelelor matematice și ridicărilor topografice au dus la o evoluție semnificantă în cadrul tehnicilor geomorfologice montane.

Studiile de geomorfologie montană din România rareori au fost însoțite și de o analiză geomorfometrică adecvată scopului propus. Majoritatea studiilor de până acum s-au limitat doar la redarea câtorva hărți geomorfologice tematice (spre ex .Harta hipsometrică, Harta înclinării terenurilor, Harta fragmentării

reliefului etc.) care nici nu sunt analizate textual, dar nici nu se încadrează scopului propus de cercetător. În ultima perioadă, geomorfometria bazinelor hidrografice a început să ia locul tot mai mult acestei practici clasice de abordare a geomorfometriei montane. Din păcate însă, geomorfometria bazinelor hidrografice nu satisface nici pe departe cerințele morfometrice ale unui areal montan. Morfometria bazinelor hidrografice, deși prezintă avantajul că prin îmbinarea lor poate acoperi tot arealul montan, nu poate să descrie prin variabilele specifice ,morfologia unui munte.

Într-adevăr, morfometria bazinelor hidrografice poate să înlesnească anumite studii de morfologie montană (stadiu de evoluție, fragmentare montană, densitatea drenajului etc.) dar nu poate răspunde la cerințele pe care le are geomorfometria montană.

2. Scopul propus

Lucrarea de față își propune să stabilească extinderea unui munte și se folosește de aceasta pentru a defini și analiza caracteristicile geomorfometrice ale unui grup de masive din Munții Maramureșului.

Conceptul adoptat aici este acela că, un munte este definit în termenii unor izohipse închise, pe o hartă topografică. Un grup de izolinii închise, concentrice situate la parte superioară a unui lanț montan, definesc un munte de ordinul 1.

Geomorfometria masivelor montane în concordanță cu acest concept, permite identificare unor relații cantitative între diferite arii montane cu ajutorul unor variabile morfometrice specifice. Considerăm că aceste variabile sunt suficiente și mult mai potrivite pentru descrierea morfologiei montane.

Studiul geomorfometriei masivelor montane din Munții Maramureșului și-a propus următoarele:

1) să acorde un sprijin în identificarea și delimitarea masivelor montane;

2) să stabilească mărimea și forma masivelor montane;

3) să determine relațiile dintre mărime și formă;

4) să stabilească factorii de control cu relevanță pentru mărimea, forma și distribuția masivelor;

5) să stabilească un model de dezvoltare a masivelor montane.

Cu aceste scopuri în minte, noi vom insista asupra metodologiei de cercetare, a măsurării și interpretării variabilelor descriptive și a modului lor de valorificare în studiile de geomorfologie montană.

3. Metodologia cercetărilor.

Pentru a experimenta acest tip de geomorfometrie montană am ales ca regiune de studiu Munții Maramureșului.

Utilizând hărțile topografice la o scară 1:25000, am stabilit extinderea altimetrică ale principalelor masive ale Munților Maramureșului (Pop Ivan, Farcău, Mica Mare, Pietrosul Bardăului, Toroiaga, Jupania și Cearcănul).

Menționăm că pentru determinarea extinderii masivelor de diferite ordine au fost stabilite mai multe baze altimetrice:

1. *Baza altimetrică de referință (BAR)* – este valoarea curbei de nivel care trebuie să

încadreze toate masivele analizate. În funcție de această bază se determină cele mai importante caracteristici morfologice ale masivelor analizate. Pentru arealul analizat (M. Maramureșului) a fost stabilită la 850 m. Aceasta se folosește mai mult pentru calculul unor variabile derivate care permit cele mai importante comparații dintre masivele analizate.

2. *Baza altimetrică completă de masiv (BAC)* – este curba de nivel cu valoarea cea mai mică posibilă care încadrează masivul pe toată circumferința sa.

3. *Baza altimetrică parțială de masiv (BAP)* – este curba de nivel cu valoarea cea mai mică posibilă care încadrează masivul pe o distanță $\geq 80\%$ din circumferința totală a sa. Este diferită în funcție de fiecare masiv analizat și redă extinderea reală a lor. Această bază altimetrică redă mult mai bine forma, în plan, a masivelor montane decât o face rețeaua hidrografică proximă.

4. *Baza altimetrică de ordin (BAO)* – este valoarea curbei de nivel situată în baza ordinelor montane. Redă extinderea ordinelor pentru fiecare masiv în parte.

După stabilirea bazelor altimetrice se măsoară toate variabilele măsurabile caracteristice masivelor montane. La variabilele măsurabile putem adăuga și unele derivate, calculate pe baza celor măsurabile.

În final, pe baza variabilelor obținute putem descrie cu ușurință morfologia masivelor, dar în același timp ne putem permite diferite corelații și comparații între masivele și ordinele de masiv analizate.

4. Definirea și delimitarea masivelor montane.

Un masiv reprezintă un corp montan bine individualizat, înalt, voluminos și care este separat de restul ariei montane din jur prin discontinuități de tipul înșeuărilor și văilor. Ambele discontinuități trebuie să participe într-o proporție egală pentru individualizarea masivului. Văile îl separă de alte ramuri montane, iar înșeuările îl detașează de restul interfluviului din care face parte (M. Mîndrescu).

Conform acestei definiții s-au delimitat 7 masive montane din Munții Maramureșului. Delimitarea masivelor (baza altimetrică a celui mai mare ordin-BAC) s-a făcut în funcție de altitudinea înșeuărilor proxime. Astfel, înșeuările cele mai adânci situate la altitudinile cele mai mici (înșeuările principale ale M. Maramureșului, Ip) sunt cele mai importante discontinuități montane care dictează proporția masivelor montane analizate.

Prima curbă de nivel, situată în amonte de înșeuarea principală a unui masiv constituie baza altimetrică a masivului (perimetrul masivului). Pentru că, în general, altitudinea înșeuărilor principale care separă masivele din M. Maramureșului sunt situate la altitudini medii de 1400-1450 m, a fost nevoie de căutarea altei baze altimetrice care să încadreze masivele la altitudini mai mici (baza altimetrică parțială, BAP).

Astfel, s-a mai adăugat încă o bază altimetrică (BAP) care învâluie masivele la altitudini mai mici, apropiindu-se astfel, mai mult de forma lor reală.

Masivele, la rândul lor au fost delimitate în mai multe masive de ordine mai mici, având ca punct de plecare masivele de ordin 1 până la ordinul maxim posibil (ordinul 3) (fig.1).

5. Definirea și măsurarea variabilelor specifice masivelor montane.

Pentru a rezuma forma masivelor montane noi avem nevoie de variabile care pot fi elocvente pentru geneza, dezvoltarea și aspectul lor. Aceste tipuri de măsurători executate pe hărțile topografice asupra masivelor montane ne vor permite în timp să putem face multiple comparații între masivele din Carpații Românești pe baza cărora să emitem ipoteze și legități ale morfologiei montane din România.

Din numărul mare de variabile care pot fi măsurate noi ne-am oprit deocamdată numai la câteva dintre ele, respectiv cele mai sugestive. Variabilele utilizate în acest studiu pot fi stabilite rapid și corect, permițând ca un masiv montan sau o populație de masive, să poată fi cuantificată cu aceeași rapiditate.

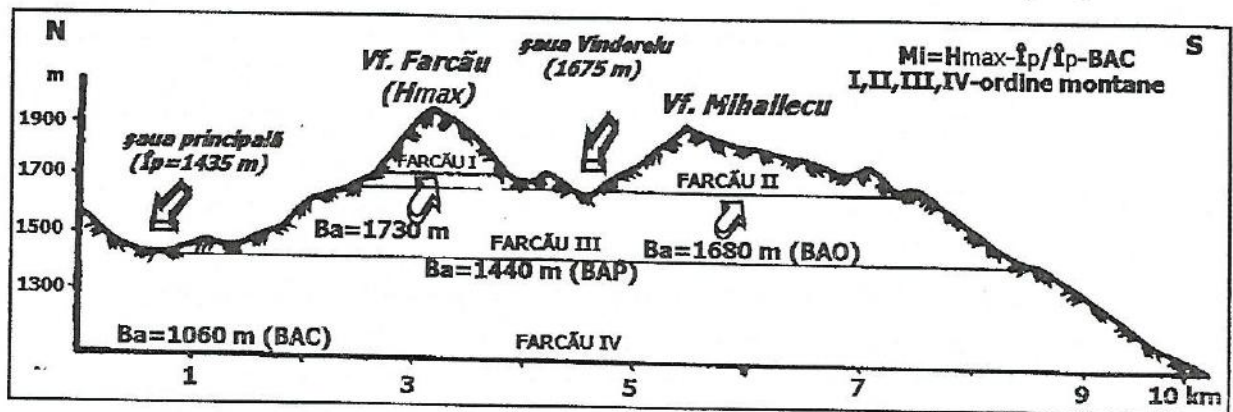


Fig. 1. Geomorfometria Masivului Farcău. Bazele altimetrice.

Tabelul nr.1 arată lista variabilelor specifice geomorfometriei montane (variabile măsurabile și derivate). Pentru o mai mare acuratețe a datelor obținute, se pot executa măsurători și asupra altor materiale cartografice.

Înainte de determinarea variabilelor măsurabile și calculul celor derivate, au fost nevoie de câteva operații rapide pe harta topografică, absolut necesare. Fiecare masiv și ordin de masiv au fost delimitate pe hărțile topografice (fig.2.).

Pentru geomorfometria montană delimitarea masivelor cu ajutorul bazelor altimetrice complete sau parțiale este obligatorie și indispensabilă. Însă, am observat că aceste baze altimetrice redau mult mai bine forma în plan a masivelor decât o face rețeaua hidrografică adiacentă. De exemplu, Masivul Toroiaga este redat mult mai bine în plan de baza altimetrică parțială (BAP) decât de rețeaua hidrografică (LRH) (fig.3.). Mai mult decât atât, dacă dorim să determinăm numai extinderea subvulcanului Toroiaga, considerăm că baza

Tabelul nr. 1

Variabilele geomorfometrice ale masivelor montane

Nr. crt.	Variabila morfometrică	Indicele folosit și u.m.	Modalitatea de măsurare
A.	Poziția muntelui (km+m, coordonatele matematice ale vârfului)		
1	Poziția est	$E, km+m$	coordonată matematică
2	Poziția nord	$N, km+m$	coordonată matematică
B.	Altitudinea muntelui (m)		
3.	Altitudinea maximă a muntelui	H_{vf}, m	Altitudinea vârfului principal
4.	Altitudinea medie	H_m, m	
5.	Baza altimetrică a muntelui	Ba, m	Curba de nivel situată imediat în amonte de înșeuarea principală
6.	Altitudinea înșeuării principale	$\hat{I}p, m$	Altitudinea înșeuări care determină baza altimetrică
C.	Dimensiunile muntelui (m)		
7	Perimetrul muntelui	Pm, km	lungimea bazei altimetrice
8	Suprafața	S_m, km^2	
9	Lungimea	L_m, km	Axa mare
10	Lățimea	L_m, km	Axa mică
11	Raportul axelor	Ra	$Ra = l_m / L_m$
12	Înălțimea muntelui	H_{mas}, km	$H_{mas} = H_{fv} - Ba$
D.	Forma muntelui		
13	Circularitatea muntelui	C_m	$C_m = S_m / S_c$ (suprafața cercului cu același perimetru cu a masivului)
14	Coeficientul de formă a muntelui	C_{fm}	$C_{fm} = D_{ci} / D_{cc}$ (diametrul cercului înscris / diametrul cercului circumscris)
15	Asimetria muntelui	Avf, km	Lungimea și orientarea dreptei trasată între punctul de intersecție a axelor și vârful principal.
		A_i	$A_i = S_1 / S_2$
16	Raportul de relief	RR	$RR = H_{mas} / L_m$
E.	Ordinul muntelui		
17	Ordinul montan	Ω	
18	Mărimea muntelui	ν	Nr. munților de ordin 1
F.	Aspectul muntelui		
19	Masivitatea impozantă - locală	M_l	$M_l = (H_{vf} - \hat{I}p) / (\hat{I}p - Ba)$, unde Ba este BAC
20	Masivitatea impozantă - zonală	M_z	$M_z = (H_{vf} - \hat{I}p) / (\hat{I}p - Ba)$, unde Ba este BAR
21	Masivitatea volumetrică	M_v, km^3	$M_v = (H_{vf} \times S_m) / 3$
22	Fragmentarea	$F_m, vf/km^2$	$F_m = \nu / S_m$
G.	Orientarea muntelui		
23	Orientarea	$Or, grade$	Orientarea axei mari spre $\hat{I}p$

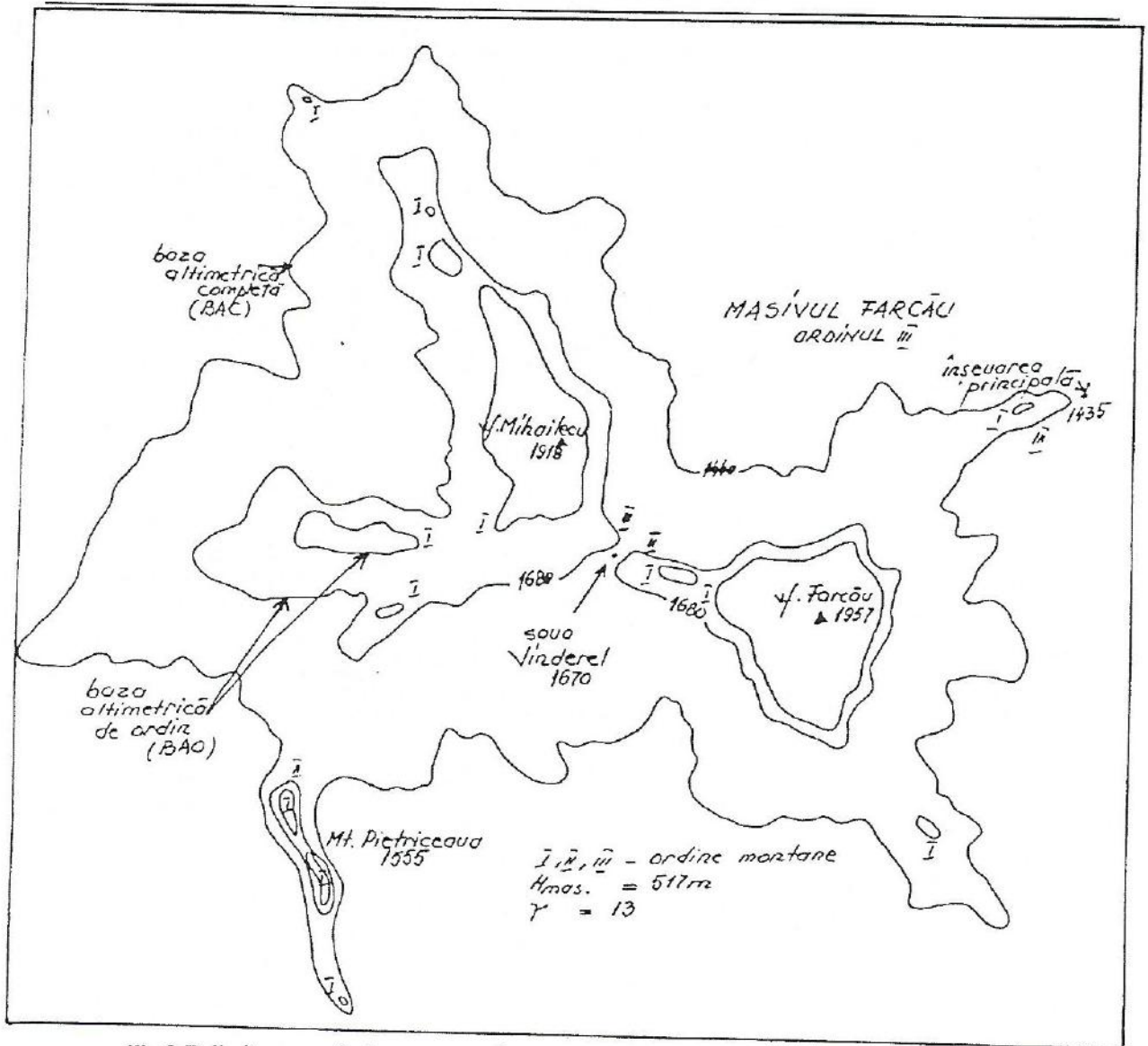


Fig.2. Delimitarea masivelor montane și a ordinelor de masiv (Masivul Farcău-1957m)

altimetrică de ordin (BAO) a face cel mai bine, iar delimitarea cu ajutorul rețele hidrografice este depășită în acest caz (imposibil de realizat).

4.A. Poziția muntelui

Pentru toate masivele și ordinele de masiv, variabilele de poziție sunt determinate în punctul cu cea mai mare altitudine (Hvf). În punctul respectiv, sunt determinate coordonatele matematice (E,N).

4.B. Altitudinea masivelor

Altitudinea maximă a muntelui este dată de altitudinea vârfului principal. În acest studiu prin noțiunea de vârf principal se înțelege muntele de ordin 1 cu cea mai mare altitudine absolută sau punctul cu cea mai mare altitudine. Ceilalți munți de ordinul 1, sunt considerați vârfuri secundare.

Altitudinea medie a masivului este dată de curba de nivel cu cea mai mare valoare posibilă care păstrează aceeași conformație cu baza altimetrică completă (BAC). Altfel spus, este valoarea curbei de nivel situată imediat în aval de cea mai joasă înseuare din interiorul bazei altimetrice a masivului pentru care se fac măsurătorile. În cazul masivelor de ordin 1, altitudinea medie este dată de valoarea curbei de nivel a cărei suprafață interioară reprezintă 50% din suprafața bazei altimetrice a muntelui respectiv.

Baza altimetrică este curba de nivel care delimitează masivul pe toată circumferința sa. Fiecare ordin al masivului prezintă câte o bază altimetrică diferită, dictată de cele mai joase înseuări din cadrul său. Pentru masivele cu cele

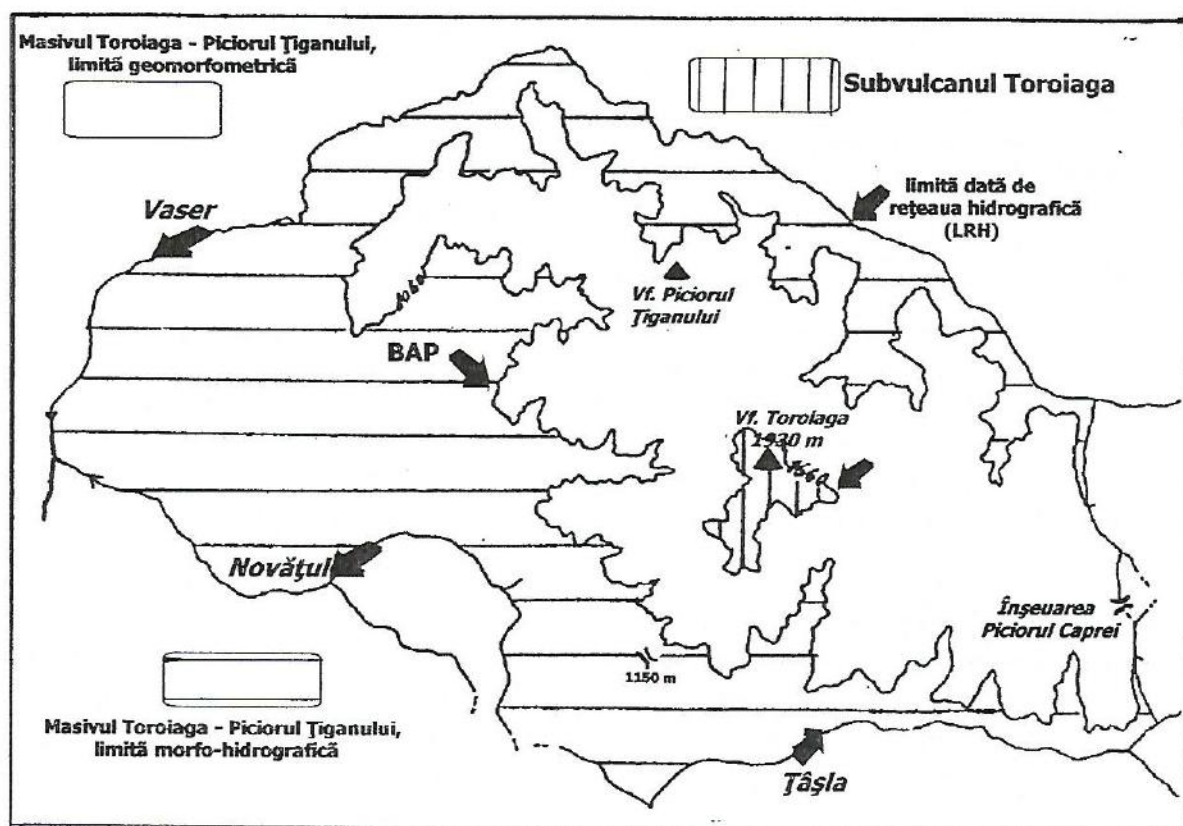


Fig. 3. Delimitarea geomorfometrică a subvulcanului Toroiaga – 1930m

mai mari ordine dintr-un areal montan (M. Maramureșului – 7) se determină, obligatoriu, și baza altimetrică parțială (BAP). Această ultimă delimitare depinde tot de aspectul și altitudinea înșeuării principale (Îp) ca și în cazul bazei altimetrice complete.

Altitudinea înșeuării principale este dată de altitudinea înșeuării care separă muntele respectiv de alt munte alăturat. În cazul în care, muntele este încadrat de mai multe înșeuări se alege ca înșeuare principală pe cea cu altitudinea mai mare. Fără excepții, este și înșeuarea care delimitează ordinele montane aflate în vecinătate.

4.C. Mărimea muntelui

Perimetrul muntelui (P_m , km) este lungimea bazei altimetrice a muntelui. Baza altimetrică este curba de nivel situată imediat în amonte de înșeuarea principală care delimitează munții de același ordin sau de ordine diferite.

Lungimea muntelui (L_m) este axa cea mai lungă care poate fi înscrisă perimetrului montan, fără să depășească sau să intersecteze baza altimetrică.

Lățimea se măsoară în lungul unei axe trasată perpendicular pe axa lungimii în sectorul cel mai larg posibil al muntelui (fig.5).

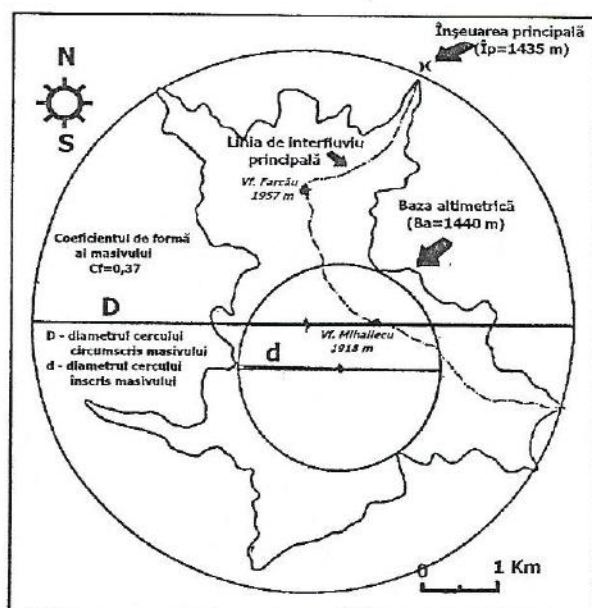


Fig. 4. Definirea și măsurarea variabilelor

4.D. Forma muntelui

Circularitatea și coeficientul de formă al masivului se calculează întocmai ca la bazinele hidrografice. După cum se cunoaște, pentru calculul acestor doi coeficienți se face apel la forma, aria și perimetrul cercului. Având în vedere că evoluția masivelor montane tinde spre o formă în plan asemănătoare cercului (ex.

inselberg-uri, monadnock-uri) considerăm că acești coeficienți sunt mult mai sugestivi pentru geomorfometria montană. În nici un caz evoluția unui bazin hidrografic nu tinde spre o formă în plan asemănătoare cercurilor (fig.4.).

Asimetria muntelui poate fi determinată în două moduri, și din acest motiv putem să diferențiem două tipuri de asimetrie montană.

Asimetria față de vârf (Av_f , km) se măsoară în linie dreaptă între punctul de intersecție a axelor (lungime și lățime) și vârful principal. Astfel, cu cât cele două puncte sunt mai distanțate cu atât mai asimetric este muntele. Mai mult decât atât, în funcție de orientarea acestei distanțe în sensul său spre vârf putem să determinăm tipul de asimetrie funcție de punctele cardinale (ex. asimetrie nord-estică, sudică etc.).

În acord cu cele spuse mai sus, simetria montană se definește prin juxtapunerea perfectă a celor două puncte, centrul axelor cu vârful principal.

Asimetria de interfluviu (A_i , numeric) se stabilește printr-un raport făcut între aria celor

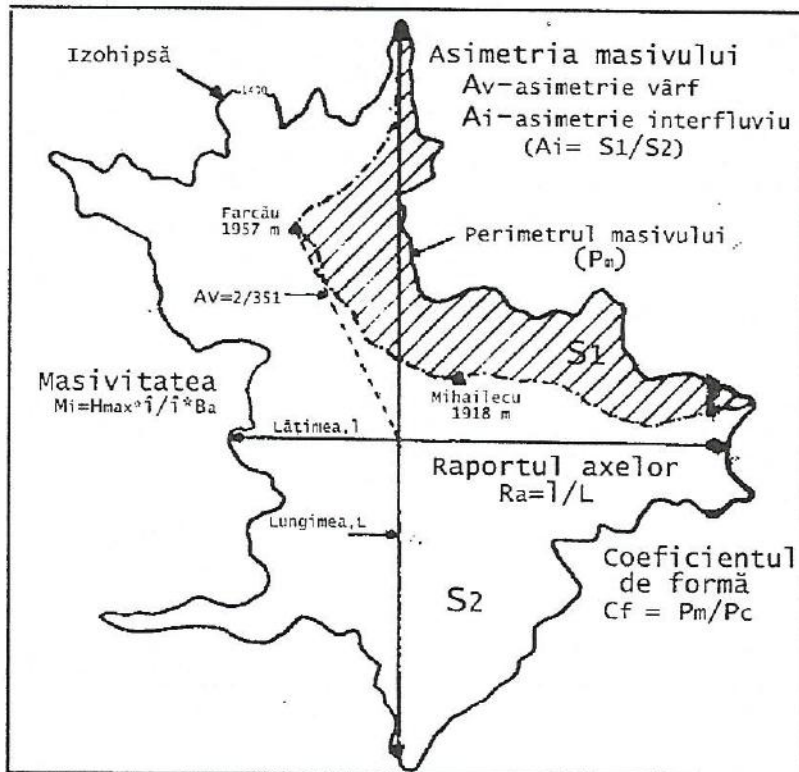


Fig. 5. Definierea și măsurarea variabilelor.

două suprafețe (S_1 , S_2) situate pe o parte și alta a interfluviului principal (fig. 5.).

4.E. Ordinul muntelui

Ordinul montan este definit în termenii unor linii de contur închise, pe o hartă topografică. Un grup de linii de contur închise, concentrice, definesc un munte de ordinul 1. Munții de ordin mai mare pot fi definiți ca un set de linii de contur închise care conțin munți de ordin mai mic și care au cel puțin o linie de contur închisă pentru fiecare elevație (fig. 6).

Definiția propusă pentru ordinul montan este similară cu cea pentru ordinul cursului de apă a lui Strahler

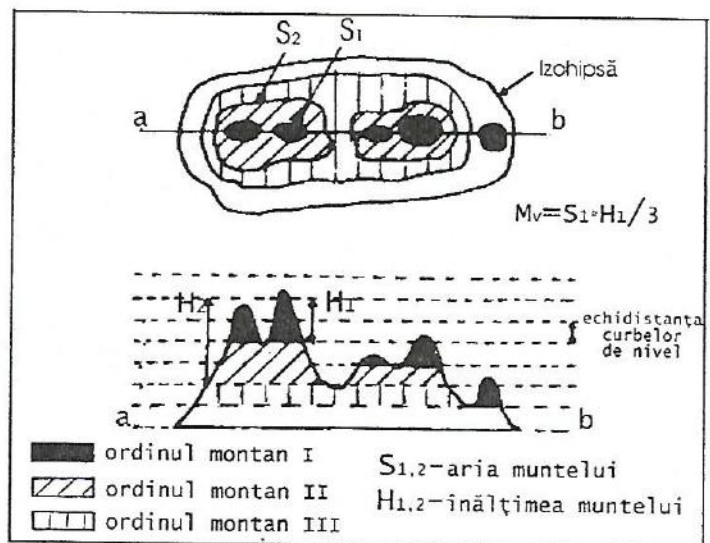


Fig. 6. Ordinul de mărime al muntelui.

(1952). În concordanță cu modelul lui Strahler, doi munți de ordin 1 pot forma un munte de ordin 2; dar un alt munte de ordin 1 situat la o altitudine mai mică nu poate transforma un munte de ordin 2 într-unul de ordin 3; doar

munți de același ordin (2) pot forma un munte de ordin 3 (fig. 7).

Mărimea muntelui (γ) este dată de numărul munților de ordin 1 pe care îi deține un masiv montan.

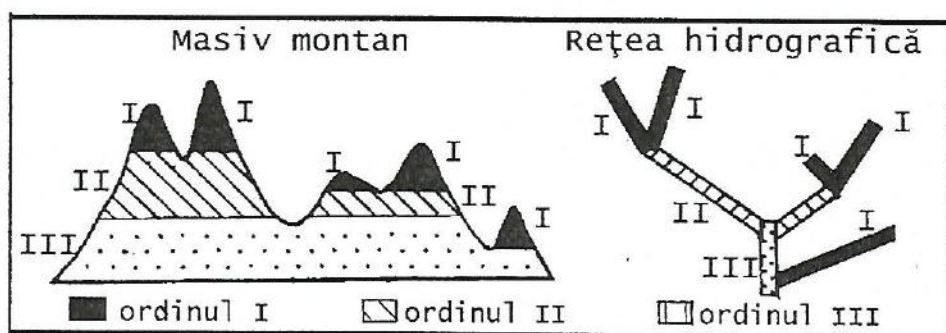


Fig. 7. Definirea ordinului de mărime al muntelui.

4.F. Aspectul muntelui

Masivitatea volumetrică (M_v , km^3) redă volumul masivelor analizate (tab.2.).

Tabelul nr. 2

Masivitatea volumetrică a munților principali ai Maramureșului

Nr. crt	MASIVUL	Suprafața, S (km^2)	Înălțimea, H _{mas} (km)	Masivitatea volumetrică (km^3)	Observații
1	POP IVAN	27	0,537	4,83	Munte masiv
2	TOROIAGA	22	0,520	3,81	Munții cu masivitate medie
3	CEARCĂNU	26,6	0,416	3,7	
4	BARDĂU	28	0,330	3,08	
5	FARCĂU	16,6	0,517	2,86	
6	MICA MARE	16,5	0,360	2	Munții cu masivitate scăzută.
7	JUPANIA	13,4	0,313	1,40	

Din analiza datelor de mai sus, se observă că cel mai voluminos masiv din M. Maramureșului este Pop Ivan. Masivul Toroiaga deschide lista masivelor cu volum mediu, iar suplul masiv al Farcăului încheie

această listă. Masivele cu cel mai mic volum sunt Mica Mare (aparține culmii secundare a M. Maramureșului) și Jupania care are cea mai mică altitudine și suprafață.

Tabelul nr. 3

Masivitatea impozantă zonală a munților principali ai Maramureșului

Nr. crt	Masivul montan	Baza altim - BAR	Altit. vârf - H _v	Altit. sa - Î _p	Masivitate	Poziție și impozanță.
1	POP IVAN	853	1937	1395	1,00	Munții centrali-vestici cu masivitate ridicată
2	TOROIAGA	853	1930	1405	0,95	
3	FARCĂU	853	1957	1435	0,90	
4	JUPANIA	853	1853	1450	0,68	Munții sudici cu masivitate medie
5	CEARCĂNU	853	1846	1450	0,66	
6	MICA MARE	853	1815	1455	0,60	Munții estici cu masivitate scăzută.
7	BARDĂU	853	1850	1515	0,51	

Masivitatea impozantă, în funcție de arealul și ordinul pentru care se exprimă, se poate face distincție între o masivitate locală (din cadrul masivului, specifică ordinelor mici) și o masivitate zonală care este specifică ordinelor mari și se exprimă pentru întregul areal al M. Maramureșului.

Masivitatea impozantă zonală (MIz) este o variabilă care redă gradul de detașare a masivelor din masa montană totală (M. Maramureșului). Valoarea ei depinde de altitudinea vârfului și a înșeuării principale.

Masivitatea impozantă locală (MIl) se calculează numai pentru masivele de ordin mic. Această variabilă redă gradul de impozanță a

vârfurilor din perimetrul unui masiv montan. Însă, dacă utilizăm baza altimetrică de referință, putem să comparăm impozanța tuturor munților de ordin 1 din întreg arealul al M. Maramureșului.

Fragmentarea masivului ($F_m, vf/km^2$) se determină cu ajutorul raportului dintre mărimea (γ) și suprafața masivului (S_m). Un număr mare de vârfuri raportat la o suprafață montană mică determină o magnitudine a fragmentării ridicată. Această variabilă descrie mult mai bine fragmentarea plafonului superior al unui masiv montan. Acest tip de fragmentare poate fi analizat și separat pe anumite trepte hipsometrice ale muntelui.

Tabelul nr. 4

Fragmentarea masivelor din M. Maramureșului

Nr. crt	MASIVUL	Suprafața S_m (km^2)	Mărimea Masivului, γ (nr.vf.)	Fragmentarea masivului, $F_m = S/\gamma$	Observații
1	MICA MARE	16,5	27	0,61	Masive puternic fragmentate
2	BARDĂU	28	45	0,62	
3	CEARCĂNU	26,6	38	0,70	
4	TOROIAGA	22	27	0,81	Moderat fragmentate
5	JUPANIA	13,4	13	1,03	
6	FARCĂU	16,6	13	1,27	Slab fragmentate
7	POP IVAN	27	18	1,50	

Un indice asemănător (al fragmentării), ar fi cel obținut prin raportul dintre lungimea interfluviilor montane și suprafață, care exprimă mai bine fragmentarea muntelui decât raportul dintre lungimea văilor și suprafață.

4.G. Orientarea masivului

Este orientarea axei mari a masivului în direcția sa spre înșeuarea principală.

5. Geomorfometrie montană comparativă.

Geomorfometria montană permite comparații atât în cadrul unui masiv cât și între masive diferite.

La nivelul unui masiv montan, comparațiile și corelațiile se pot face între ordinele de masiv (Farcău 1 – Farcău 2 – Farcău 3 – Farcău 4).

Tabelul nr. 5

Geomorfometrie montană comparativă (Masivul Farcău -1957), după M.Mîndrescu (2000)

Nr. Crt	MASIVELE VARIABLELE	Farcău 1 Vf.Farcău	Farcău 2 Cul.Farcău- Vinderel	Farcău 3 Masivul Farcău- Mihailecu	Farcău 4 Masivul Farcău- Mihailecu
1	Baza Altimetrică (B_a, m)	1730 BAO	1680 BAO	1440 BAC	1060 BAP
2	Baza alti. următ. (B_{au}, m)	1680	1440	1060	853/850
3	Înșeuarea principală (I, m)	1725	1675	1435	-
4	Ordinul ($\Omega, nr.$)	1	2	3	3
5	Perimetrul (P_m, km)	3,7	5,6	29,5	47,7

6	Suprafața (Sm,km)	0,8	1,25	16,6	48
7	Înălțimea (H,m)	226	276	516	896
8	Lungimea (L,km)	1,15	1,75	6,7	10,3
9	Lățimea (l,km)	1,05	1,37	4,5	7,9
10	Raportul axelor	0,91	0,78	0,7	0,76
11	Orientarea (Or,grade)	068	015	018	022
12	Circularitatea (Cm)	0,75	0,47	0,25	0,26
13	Coefficientul de formă(Cf)	0,60	0,47	0,37	0,48
14	Raportul de relief (RR)	0,2	0,15	0,08	0,08
15	Asimetria (Av,km/azimut)	0,065 / 093	0,1 / 125	2 / 351	1,7 / 347
16	Masivitatea locală (MI)	5,1	1,19	1,38	-
17	Masivitatea zonală(Mz)	0,28	0,36	0,98	-
18	Volumul (Vm, km ³)	0,06	0,11	2,85	14,33
19	Mărimea (γ,nr.)	1	2	13	16
20	Fragmentarea (Fm, vârf/km ²)	0	0,62	1,27	3
21	Altitudinea maximă (Hmax,m)	1957	1957	1957	1957
22	Altit. Medie(Hm)	1843	1818	1698	1518

* prima valoare se folosește pentru calcul iar a doua pentru reprezentarea grafică

Tabelul de mai sus arată variabilitatea parametrilor descriptivi în funcție de mărimea ordinului montan. În cazul Masivului Farcău – Mihailecu se observă foarte clar schimbările cantitative de la un ordin montan la altul, începând din zona vârfului principal (Farcău 1, cu baza altimetrică la 1730) până aproape de

baza masivului (Farcău 4, cu baza altimetrică la 1060 m).

Comparații geomorfometrice se pot face și între masive montane diferite situate în aceeași arie montană sau în arii diferite (Farcău – Toroiaga).

Tabelul nr.6

Geomorfometrie montană comparativă (Farcău 1957- Toroiaga 1930)

	MASIVUL VARIABLELE	Farcău 3 Cul. Farcău- Mihailecu	Toroiaga 3 Cul.Țiganului- Toroiaga-P.Caprei	Toroiaga 2 Subvulcanul Toroiaga	Farcău 2 Vf.Farcău
1	Baza altimetr. (Ba,m)	1440	1410	1660	1680
2	Baza alti. următ. (Bau,m)	1060	1060	1410	1440
3	Înșeuarea principală (Î,m)	1435	1405	1655	1675
4	Ordinul (Ω,nr.)	3	3	2	2
5	Perimetrul (Pm,km)	29,5	48,7	11	5,6
6	Suprafața (Sm, km)	16,6	22	2,95	1,25
7	Înălțimea (H,m)	516	520	270	276
8	Lungimea(L,km)	6,7	10,7	2,25	1,75
9	Lățimea (l,km)	4,5	3,9	2,22	1,37
10	Raportul axelor	0,7	0,36	0,98	0,78

11	Orientarea (Or, azimut)	018	075	086	165
12	Circularitatea (Cm)	0,25	0,17	0,31	0,47
13	Coeфициntul de formă (Cf)	0,37	0,12	0,30	0,47
14	Raportul de relief (RR)	0,08	0,05	0,12	0,15
15	Asimetria (Av, km/azimut)	2 / 351	0,1 / 323	0,1 / 258	0,1 / 125
16	Masivitatea locală (Ml)	1,38	1,48	1,12	1,19
17	Masivitatea zonală (Mz)	0,98	1,02	0,36	0,36
18	Volumul (Vm, km ³)	2,85	3,81	0,26	0,11
19	Mărimea (γ, nr.)	13	27	2	2
20	Fragmentarea (Fm, vf./km ²)	1,27	0,81	1,47	0,62
21	Altitudinea max. (Hmax, m)	1957	1930	1930	1956
22	Alt. medie (Hm)	1698	1670	1795	1818

6. Evoluția și dezvoltarea geomorfometrică a masivelor montane.

Geomorfologii au înțeles de timpuriu că morfologia montană este controlată de geologie și climă, și astfel, cercetarea geomorfologică montană a fost dirijată spre diferite arii cu condiții geologice și climatice variate, utilizând diferite tehnici și metode clasice. În particular,

noi am încercăm să-i imprimăm geomorfometriei montane aceeași tendință de cercetare.

În tabelul următor observăm că nu numai anumite caracteristici calitative se schimbă în funcție de anumiți factori de control, ci și cele cantitative suferă aceleași modificări în timp și spațiu.

Tabelul nr. 7

Variabilitatea geosistemului morfometric montan

Nr. crt.	STADIU	Tinerete	Bătrânețe	
	ALTITUDINE	Înaltă	Joasă	Joasă
	CLIMAT	Temperat	Temperat	Cald și uscat
	ASPECT	Muntii alpini	Monadnock	Inselberg
1	Baza altimet. (Ba, m)	înaltă	joasă	joasă
3	Înșeuarea principală (Î, m)	înaltă și adâncă	joasă sau lipesește	joasă sau lipesește
4	Ordinul (Ω, nr.)	mare	1	1
5	Perimetrul (Pm, km)	mare	mic	foarte mic
6	Suprafața (Sm, km)	mare	mică	foarte mică
7	Înălțimea (H, m)	mare	foarte mică	Mică
8	Lungimea (L, km)	mare	mică	foarte mică

9	Lăţimea (l.km)	mare	mică	foarte mică
10	Raportul axelor	< 1	$\cong 1$	1
11	Orientarea (Or,azimut)	dependentă de conformaţia lanţului montan	independentă	independentă
12	Circularitatea (Cm)	$< 0,5$	$\cong 1$	1
13	Coeficientul de formă(Cf)	$< 0,5$	$\cong 1$	1
14	Raportul de relief (RR)	mare	mic	mic
15	Asimetria (Av,m/azimut)	foarte mare	foarte mică	simetrie
16	Masivitatea locală (Ml)	mică	mare	foarte mare
17	Masivitatea zonală (Mz)	medie	mare	mare
18	Volumul (Vm,km ³)	foarte mare	mic	foarte mic
19	Mărimea (γ.nr.)	mare	1	1
20	Fragmentarea (Fm,vârf/km ²)	mare	0	0
21	Altitudinea max.(Hmax,m)	mare	foarte mică	foarte mică
22	Altit. medie (Hm)	mare	foarte mică	foarte mică

Din moment ce definiţia unui ordin montan este foarte simplă, parametrii morfologici prezentaţi în această lucrare şi cei adiţionali pot fi obţinuţi prin geomorfometrie

bazată pe exerciţii ,efectuate în diferiţi munţi de-a lungul unui

Cât mai lung şir de ani. Aceste geomorfometrice vor fi instrumente folositoare în discutarea evoluţiei montane.

Bibliografie:

- STRAHLER, A. (1952), *Hypsometric (area- altitude) analysis of erosional topography*, Geol.Soc.Am. Bull.,63.
- STRAHLER, A. (1964), *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*, in: Chow V. T. (Ed.), *Handbook of Applied Hydrologhi*, McGraw- Hill, New York.

Universitatea "Ştefan cel Mare"
Suceava

EROZIUNEA TERENURILOR SI TRANSPORTUL DE ALUVIUNI IN SISTEMELE HIDROGRAFICE JIJIA SI BÂRLAD

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE

Cuvinte cheie: surse de aluviuni, colmatarea lacurilor, efluența aluviunilor, buget de aluviuni, bazinele hidrografice Jijia și Bârlad

Land erosion and the sediment transport in the Jijia and Bârlad drainage basins. In this paper the research results on the sediment system for a large area of our country are analysed; that is Moldavia between the Siret and Prut Rivers. This area covers the most part of Jijia ($A = 5722 \text{ km}^2$) and Bârlad ($A = 7395 \text{ km}^2$) drainage basins. To calculate the sediment budget, it was taken into account a high amount of data about the gross erosion (evaluated on the erosion plots, in the gully erosion, on the landslide areas), the sediment transfer by the drainage network, the sediment storage in different sinks, especially in the small lakes. So, the gross erosion for the Moldavia's conditions was calculated between $2300 \text{ t km}^{-2}\text{y}^{-1}$ to $4000 \text{ t km}^{-2}\text{y}^{-1}$; exceptionally, on the bare fields it may be of $8000 \text{ t km}^{-2}\text{y}^{-1}$.

The sediment discharge in the river network is only about 100 to $500 \text{ t km}^{-2}\text{y}^{-1}$, that is a very low proportion of the gross erosion. This phenomenon is justified by a high rate of the sediment storage in the fluvial system (especially, on the hillslope, on the floodplains, in the small lakes etc). We have identified a number of 427 small lakes in the studied area, with an average volume under $1,000,000 \text{ m}^3$. They are characterised by a trap coefficient of $60 - 80\%$, this being determined by the silt and clay sediments.

Under these conditions, the sediment discharge ratio is about 21% for the Jijia drainage basin and about 4% for the Bârlad drainage basin. Morphodynamically, this means a high sedimentation in all the forms of storage, especially, on hillslopes and floodplains.

1. Argumente în sprijinul cercetării relațiilor surse de aluviuni - efluența aluvionară

Asupra eroziunii versanților, cel puțin pentru regiunea deluroasă și, în special, pentru regiunea Podișului Moldovei, există o informare foarte importantă care se bazează pe măsurătorile de lungă durată realizate în perimetrul Stațiunii pentru Cercetarea Eroziunii Solului Perieni (Moțoc, 1984; Ioniță, Ouatu, 1985; Pujină, 1997; Ioniță, 1999; Popa, 1999; Purnavel, 1999; Hurjui, 2000; Ioniță, 2000a, b). De asemenea, există numeroase lucrări care tratează regional problema eroziunii (Ichim, 1988; Rădoane et al., 1999; Ioniță, 2000b), fie la nivelul cartografierii geomorfologice (Băcăuanu, 1968; Hârjoabă, 1968), fie la nivelul unor evaluări cantitative pentru regiuni reduse din aria Podișului Moldovei (Pricop et al., 1988; 1990; Nicolau, Pricop, 1990; Popa, 1999; Hurjui, 1999; Rădoane et al., 2000).

Dacă avem în vedere rețeaua de posturi hidrometrice cu măsurători de debite de aluviuni din sistemele hidrografice ale Podișului Moldovei (peste 20), putem spune

că există și o informare asupra evacuării aluviunilor din principalele rețele de râuri (Rădoane, Ichim, 1987; Rădoane et al., 1990; Olariu, Gheorghe, 2000). În plus, există o serie de cercetări aplicate asupra sedimentării din câteva lacuri de baraj din bazinul râului Bahlui, Prut și Bârlad (Băloiu, 1965; Zavati, Giurma, 1982; Pricop et al., 1988; Purnavel, 2000).

Toate acestea pot oferi o imagine generală asupra ratei eroziunii versanților, dar și asupra cantității de aluviuni din principalele sisteme hidrografice din zona geografică a Moldovei. Rămâne însă deschisă cunoașterea relațiilor dintre volumul depozitelor erodate de pe versanți într-un timp dat și cel evacuat dintr-un bazin de o anumită mărime, în același timp; cu alte cuvinte, raportul de efluență a aluviunilor.

Raportul de efluență a aluviunilor este, fără discuție, cea mai importantă contribuție în domeniul tranzitului de aluviuni, o mărime care vine să clarifice discrepanța între volumul de aluviuni provenit din eroziunea totală într-un bazin hidrografic dat și volumul de aluviuni care ajunge să fie evacuat din bazinul respectiv.

Parametrii de calcul ai raportului sunt: *producția de aluviuni*, Pa ($t/km^2/an$) măsurată în secțiunea de închidere a bazinului (în care se includ volumele de materiale evacuate prin rețeaua hidrografică) și *eroziunea totală* ("gross erosion") din bazin, Et ($t/km^2/an$), în care se includ volumele de materiale erodate prin eroziunea în suprafață, eroziunea în adâncime, alunecări de teren. Relația între cei doi parametri este în următoarea formă: $Ref (\%) = Pa/Et \cdot 100$

Între detașarea aluviunilor și efluență se interpune un *spațiu* (suprafața bazinului hidrografic) și un timp necesar tranzitării acestui spațiu. Așa cum se poate ușor presupune, între punerea în mișcare a aluviunilor în ariile sursă și efluență există numeroase stocaje ale depozitelor, numeroase "remobilizări" ale acestora în procesul de transport. De altfel, într-o serie de cercetări nu se ezită a se defini domeniul cuprins între *surse* și *efluență* a aluviunilor sub genericul de "cutie neagră" (Walling, 1983), tocmai pentru a se evidenția faptul că "spațiul" dintre cele două domenii este extrem de puțin cunoscut.

În opinia noastră, principalele aspecte pe care le impune identificarea relațiilor între *surse* și *efluență* sunt: a) delimitarea ariilor sursă; b) diferențierea proceselor de transfer spre și în albiile de râu; c) stabilirea bilanțului între arii de proveniență și tipuri de procese.

Asupra tuturor s-au propus și testat în perioada de declanșare a cercetărilor privind efluența aluviunilor, o serie de metode noi, adăugate celor clasice (care țin, în primul rând, de cartografia și analiza depozitelor corelate). O mare parte dintre cercetători au abordat problema în relație strânsă cu sedimentarea în micile lacuri de baraj. Dintre metodele noi, reamintim câteva, presupuse a fi de mare rafinament, mai ales în ce privește echipamentul tehnic de determinare: a) Evaluarea raportului de îmbogățire a aluviunilor cu conținut de argilă; b) Evaluarea raportului de îmbogățire a aluviunilor în timpul transportului cu materie organică, azot, fosfor, carbon organic în raport cu solul parental; c) Studiul comparativ al mineralelor magnetice din bazinul hidrografic și din sedimentele acumulate în lunci sau mici lacuri de baraje; d) Analiza conținutului ^{210}Pb

din solul parental și depozitele acumulate în lunci și mici lacuri de baraj; e) Analiza conținutului ^{137}Cs , comparativ, din ariile sursă și ariile sedimentare; f) Tehnici de analiză "close-range photogrammetry".

Acestor metode și tehnici care presupun echipamente, laboratoare și programe speciale de investigare, deocamdată neutilizate la noi (sau utilizate parțial, de exemplu, Ioniță, 1998), li se adaugă o serie de analize tradiționale, între care în primul rând sunt: -cartografierea geomorfologică a depozitelor din zonele sursă și ariile de sedimentare; -studii detaliate de morfometrie ale arealelor de depunere; -eficiența de captare a aluviunilor (în special, de către lacurile de baraj).

În ce ne privește, posibilitățile de care dispunem ne obligă să apelăm la asemenea analize, cu precizarea că vom investiga în mod deosebit *semnificația ordinului rețelei hidrografice (în sistem Strahler) asupra raportului între surse și efluență*. Aceasta este posibil și pentru că în zona dintre râurile Siret și Prut nu există o varietate litologică prea mare, cel puțin în raport cu alte regiuni din țară, nici diferențieri climatice pregnante, iar utilizarea este preponderent în domeniul agricol.

2. Cercetări anterioare

În țara noastră, cu toate progresele obținute în cunoașterea ratei de eroziune a terenurilor (îndeosebi, în regiunile agricole) și a tranzitului de aluviuni, problema raportului de efluență a aluviunilor rămâne încă deschisă pentru evaluări mai riguroase. Ne-am propus o atentă revizuire a literaturii publicate până în prezent asupra măsurătorilor de eroziune în general din zona cuprinsă între râurile Siret și Prut, asupra datelor obținute în diferite perimetre experimentale, asupra manierei de prelucrarea-interpretare a acestora, atât pentru a avea o imagine asupra stadiului de cunoaștere a fenomenului complex de denudație a reliefului acestor unități de relief, cât mai ales pentru a alege situațiile martor ce ne vor servi în programul de cercetări pe bazine hidrografice mici controlate de iazuri.

Întreaga informație obținută poate fi eșalonată după următoarea problematică: a) asupra eroziunii terenurilor, în general, și pe

versanți, în special; b) asupra tranzitului de aluviuni pe râuri; c) asupra raportului de efluență a aluviunilor.

2.1. Asupra eroziunii efective a versanților

Relieful Moldovei dintre Siret și Prut este afectat de o eroziune puternică și foarte puternică pe mai mult de 50% din suprafață (Bechet, Neagu, 1975) al cărei efect se resimte imediat în diminuarea suprafețelor agricole.

a) *Evaluările globale* realizate la nivelul teritoriului României de către Moțoc și colaboratorii săi (1983, 1984) s-au concretizat într-o hartă de zonare a eroziunii totale pe terenuri agricole, inclusiv diferențierea ei pe județe și contribuția folosințelor și formelor de eroziune la alcătuirea eroziunii totale (fig. 1). În concepția autorului, *eroziune totală* înseamnă suma volumului eroziunii în suprafață, a volumului eroziunii în adâncime și aportul de material provenit din alunecări de teren, iar *efluența aluvionară* este produsul dintre eroziunea totală și coeficientul de efluență. La nivelul teritoriului

României, eroziunea în suprafață contribuie cu 54% la cantitatea totală de material erodat, iar eroziunea în adâncime și alunecările cu 46%. Din punct de vedere al eroziunii totale, aria Podișului Moldovei, mai precis teritoriul cuprins între râurile Siret și Prut, se încadrează la un nivel ridicat, de 20-30 t/ha/an (sau 2000-3000 t/km²/an).

b) *Măsurători directe pe terenuri experimentale.* Stațiunea de Cercetare pentru Eroziunea Solului de la Perieni a realizat unul dintre cele mai ample programe de observații și măsurători complexe în perimetre special amenajate, neîntrerupte timp de 25 ani (1970-1994). Rezultatele raportate de-a lungul timpului de Popa et al. (1984), Ioniță, Ouatu (1985) și sintetizate recent de Ioniță (2000) redau cu deosebită acuratețe valorile ratei eroziunii în suprafață a versanților pentru condiții diferite de cultură și pentru teren nud, în relație directă cu agresivitatea pluvială (tabel

1). Din aceste date se poate concluziona că *eroziunea în suprafață și în rigole* poate îndepărta anual de pe un teren lipsit de vegetație în zona Podișului Central Moldovenesc în medie 28,00 t/ha/an. Evident, aceste cifre se reduc considerabil funcție de utilizarea terenurilor. Riscul erozional maxim se plasează în lunile iunie-iulie, cu procente de 30 – 40%

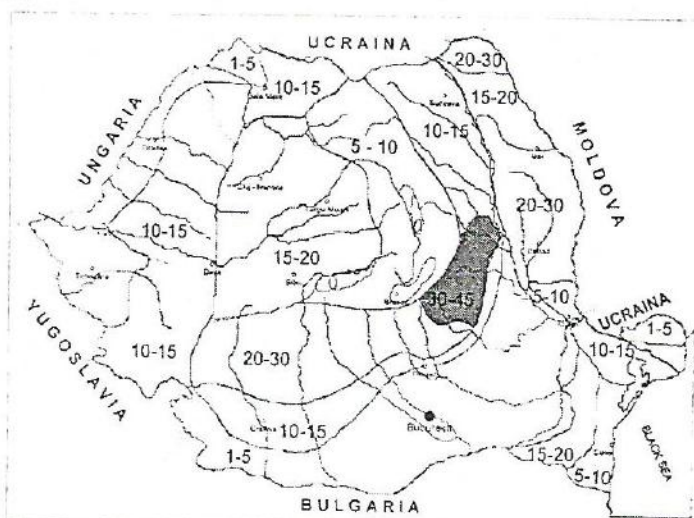


Fig. 1. Zonarea eroziunii totale pe terenurile agricole – t/ha/an (Moțoc, 1983) (hartă procesată de Hurjui, 1998).

din total an. Valori comparabile ale eroziunii în suprafață și în rigole măsurată timp de 10 ani de Popa (1999) în cadrul unor parcele în Valea Țarinei (258 ha) și Bechet (29 ha) au fost de 15,80 t/ha/an și, respectiv, 26,90 t/ha/an. *Eroziunea în ravene* are o contribuție importantă la realizarea eroziunii efective a versanților. Punctual, pentru cele 11 ravene monitorizate în bazinul Bârladului, perioada 1961-1990, Ioniță (2000) a determinat rate medii de regresare a ravenelor de 10,6 m/an, ceea ce înseamnă un volum mediu de 1100 t/km²/an. La o valoare comparabilă am ajuns și noi pe baza ratelor de retragere a 38 de ravene din zona cuprinsă între râurile Siret și Prut.

Tabelul nr. 1

Eroziunea în suprafață determinată pe parcele în cadrul Stațiunii Perieni în perioada 1970-1994
(Ioniță, 2001)

Anul	Agresivitate pluvială Hi_{15}	Eroziunea (t/ha/an)		
		Ogor	Porumb	Grâu
1970-1974	85.5	34,1	8,8	0,40
1975-1979	65.6	22,7	1,4	0,60
1980-1984	39.8	16.5	2,5	0,20
1985-1989	88.0	40.6	15,5	1,20
1990-1994	80.0	24,9	7,0	1,90
Media	72,0	28,0	7,0	0,88

H = cantitatea de precipitații; i_{15} = intensitatea nucleului torențial pe durata de 15 minute.

Tabelul nr. 2

Efluența aluvionară calculată pe baza volumelor de sedimente din unele lacuri din bazinul Bahlui

Lacul	Bazinul de drenaj amonte de lac (km ²)	Volum aluvioni intrate în lac (m ³ /an)	Perioada măsurată	Eroziunea efectivă (t/km ² /an)	Sursa
Podu Iloaiei	525	121765	1964-1979	347,9	Zavati, Giurma (1982)
“	“	100895	1964-1985	288,3	Pricop et al. (1990)
Cucuteni	122	54357	1964-1979	668,3	“
Ciurbești	81	28208	1963-1987	522,4	“
Ezăreni	41	29750	1963-1980	1088, 4	“
Aroneanu	47	14095	1964-1985	449,5	“
Tansa	347	172200	1975-1985	744,4	“
Pușcași	296	419231	1973-1998	1416, 3	Purnavel (1999)
Cuibul Vulturilor	542	221430	1978-1992	408,5	“
Râpa Albastră	253	160000	1979-1993	632,4	“
Fichitești	163	180625	1977-1993	1108, 2	“
Antohești	39,6	9000	1984-1995	227,3	“
Găiceanca	46,6	17000	1984-1995	364,8	“

Alunecările de teren contribuie la deplasarea unor cantități uriașe de materiale din domeniul versanților spre cel fluvial. Cercetările experimentale realizate în diferite areale din Podișul Moldovei (Ichim et al., 1985; Pușină, 1998) indică faptul că numai prin alunecări de teren pierderile de depozite de

versant au fost de 2400 – 3200 t/ha/eveniment morfodinamic.

c) *Colmatarea lacurilor de baraj. Măsurătorile repetate asupra colmatării a 5 lacuri de baraj din bazinul Bahlui (Aroneanu, Ezăreni, Cucuteni, Ciurbești, Podu Iloaiei) a reprezentat acumularea unui set important de*

date privind stocajul de aluviuni. Acesta a putut fi utilizat pentru determinarea cu acuratețe a efluenței aluvionare, adică acea parte din materialele erodate de pe versanți care ajung în cuveta lacurilor.

Rezumând datele citate până aici, rezultă că eroziunea efectivă a versanților în condițiile Podișului Moldovei variază între $2380 \text{ t/km}^2/\text{an}$ – $4000 \text{ t/km}^2/\text{an}$ pentru teren nud, iar dacă se adaugă și volumul eroziunii în adâncime, volumul dislocat prin alunecări de teren, eroziunea brută a versanților (gross erosion) poate depăși $8000 \text{ t/km}^2/\text{an}$.

2.2. Asupra tranzitului de aluviuni pe râuri

Aluviunile transportate de râuri reprezintă acele depozite care ajung să fie evacuate din bazinul de drenaj sub formă de soluție, suspensie și târât și care, în conceptul de sistem al aluviunilor, poartă denumirea generică de *producția de aluviuni*. În conținutul Podișului și Câmpiei Moldovei se apreciază că circa 95% din volumul total de aluviuni sunt reprezentate de suspensii. Așadar, volumul de aluviuni reprezentat de debitul târât în cazul acestor râuri poate fi considerat neglijabil.

Tabelul nr. 3

Producția de aluviuni determinată pe baza măsurătorilor de aluviuni în suspensie ale râurilor din zona Moldovei (între Siret și Prut)

Bazinul hidrografic	Secțiunea măsurată	Suprafața bazinului (km^2)	Debitul lichid mediu multianual (m^3/s)	Debitul solid în suspensie (kg/s)	Producția de aluviuni ($\text{t/km}^2/\text{an}$)
Sacovăț	Șofronești	299	0,727	1,982	209,04
Bârlad	Negrești	817	4,670	15,530	599,45
“	Vaslui	1540	3,010	12,280	251,47
“	Bârlad	3952	6,560	13,580	108,34
“	Tecuci	6778	10,400	28,280	131,58
Vasluiet	Codăești	350	1,0377	5,080	455,92
Tutova	Plopana	20,4	0,048	0,715	1104,79
Lipova	Lipova	30	0,080	0,970	1019,66
Tutova	Rădeana	172	0,294	2,720	498,71
Pereschiv	Fichitești	73	0,111	0,690	298,08
Berheci	Feldioara	519	0,996	6,320	384,02
Zeletin	Galbeni	402	0,863	10,980	861,35
Racova	Ivănești	182	0,413	1,760	304,51
Jijia	Dorohoi	255	0,678	1,270	157,06
Jijia	Dângeni	852	1,770	8,290	306,70
Sitna	Todireni	940	2,040	5,110	171,60
Bahluieț	Tg. Frumos	72	0,163	0,780	342,15
Durduc	Frenciungi	163	0,456	0,960	185,73
Simila	Băcani	242	0,406	1,510	196,77
Elan	Tupilati	233	0,266	1,244	168,37
Chineja	Fârțânești	426	0,572	1,866	138,15

Deși zona Moldovei (dintre Siret și Prut) ocupă o suprafață de circa 10% din teritoriul țării, aproximativ 25000 km^2 , densitatea posturilor hidrometrice la care se fac măsurători pentru transportul de aluviuni este de aproximativ 1 la 500 km^2 (tabel 3). Este o densitate foarte mică pentru o regiune unde eroziunea brută sau efectivă are valori mari.

a) *Ierarhizarea rețelei hidrografice* a constituit pentru noi baza de evaluare a efluenței aluviunilor în unele areale ale teritoriului României. Având în vedere semnificația ordinului de rețea hidrografică (în sistem Strahler) în variația mărimii unor caracteristici ale bazinelor, de la cele de ordin morfometric, la cele de regim al scurgerii lichide (Zăvoianu,

1985), am arătat că astfel de dependențe se realizează și la nivelul raportului de efluență. Ne-am gândit că această variabilă oferă și avantajul unei operative cadastrări a unui bazin hidrografic în funcție de obiectivul urmărit. Metoda de lucru a fost aplicată de noi la bazinele hidrografice Putna, Argeș, Buzău, Trotuș, Olteț, Bârlad. Concluziile noastre de până acum asupra acestui fenomen pot fi rezumate în două aliniate:

– există o *diminuare a raportului de efluență a aluviunilor pe măsura creșterii ordinului de mărime* a rețelei hidrografice. Dacă din bazinele de ordinul I (sistem Strahler), care de fapt se consideră a fi versantul propriu-zis, se evacuează teoretic 100% din aluviunile puse

în mișcare, pe măsura creșterii dimensiunii bazinului, aluviunile sunt stocate în baza versantului, în albiile majore, în retenții, în conuri de dejecție ș.a.

– în *Podișul Moldovei, ritmul de descreștere a raportului este mult mai mare* comparativ cu bazinele din arealul subcarpatic sau cel al munților flișului (tabel 4). Acest fenomen se materializează într-o puternică supraînălțare a bazei versanților, o împotmolire a rețelei hidrografice (Ichim, 1981), de fapt, un transfer al aluviunilor de pe versanți în baza acestora, stocuri de depozite care, la rândul lor pot deveni surse de aluviuni într-o situație de schimbare a condițiilor de morfogenează.

Tabelul nr. 4

Raportul de efluență a aluviunilor (%) în relație cu ordinul rețelei hidrografice pentru unele zone din România (Rădoane, Ichim, 1987)

Regiunea	Ordinul de mărime al rețelei (sistem Strahler)						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Bazine din munții flișului	100,0	65,2	42,2	33,2	26,1	20,0	-
Bazine din Subcarpații Moldovei și Subcarpații Curburii	-	100,0	80,9	61,6	45,6	30,0	25,0
Bazine din Podișul Moldovei	100,0	49,5	34,6	19,0	12,0	5,5	3,5

3. Analiza calității aluviunilor în evaluarea raportului de efluență

Analiza *calității aluviunilor* a fost propusă de Walling (1983) ca metodă indirectă pentru calculul raportului de efluență a aluviunilor (R_{ef} , %). Aceasta înseamnă că rata eroziunii și a efluenței poate fi explicată sau evaluată procentual prin analiza unor proprietăți ale aluviunilor, comparativ cu cele ale depozitelor din aria sursă. Până în prezent calitatea aluviunilor a fost raportată la: semnificația unor formațiuni granulometrice; compoziția mineralogică a aluviunilor și depozitelor din ariile sursă; compoziția chimică; minerale magnetice, conținut de nutrienți; prezența ^{137}Cs sau ^{210}Pb ; prezența unor componenți organici proprii solurilor din bazin.

Găsim că cea mai lesnicioasă metodă este analiza îmbogățirii în argilă a aluviunilor. Pentru aceasta, Walling și Kane (1984) au propus următoarea relație de calcul: $R_{ef} = C_{sol}$

(%) / $C_{susp.}$ (%), în care R_{ef} = raportul de efluență a aluviunilor; C_{sol} (%) = conținutul procentual în argilă a solului; $C_{susp.}$ (%) = conținutul procentual de argilă a suspensiilor. Metoda a fost aplicată de autori pentru râuri din Anglia și are la bază faptul că eroziunea, transportul și sedimentarea se fac selectiv și funcție de granulometrie. Se are în vedere stratul superficial al solului pe primii 30 cm și stratul superficial al sedimentelor, în cazul că se lucrează cu sedimente lacustre.

Această metodologie a fost aplicată pentru câteva bazine mici din zona deluroasă cuprinsă între râurile Siret și Bistrița, înlocuindu-se analiza sedimentelor transportate în suspensie de către râuri, cu cea a sedimentelor depozitate în lacurile mici din aceste bazine (Ichim et al., 1998). S-au colectat astfel probe din zonele de coadă a iazurilor și de la baraje pentru surprinderea fenomenelor de gradare granulometrică și în cuvetele lacurilor. În total, au fost investigate 11 iazuri. Aceste lacuri sunt

amplasate într-o regiune caracterizată de fragmentare deluros-colinară, cu asimetrie puternică a reliefului datorată structurii de monoclin exprimată la nivelul proceselor ce asigură sursele de aluviuni. Folosința terenurilor este, aproape în exclusivitate, agricolă, excepție făcând unele areale de pe cuesta pârâului Valea Neagră (între Budești și Bălănești) unde apar păduri de foioase.

Din analiza datelor obținute s-au reținut câteva observații:

– s-a evidențiat un contrast evident între diametrele caracteristice ale depozitelor de versant și cele ale sedimentelor din lacuri. Astfel, procente de argilă, silt și nisip din solurile bazinelor aferente s-au raportat la procente de argilă, silt și nisip din sedimentele prelevate de la coada lacurilor și de la baraje. S-a constatat că din materialul erodat din bazin se stochează, mai întâi, particulele grosiere (nisipul, în special). Pe măsura apropierei de baraj s-au sedimentat și fracțiuni mai fine, siltul și argila, astfel că procentul lor ajunge să domine față de situația existentă în solul supus eroziunii.

Pe baza raporturilor dintre ponderile fracțiunilor de argilă (în unele situații s-a considerat și procentul de silt) din sedimentele lacurilor și din solurile bazinelor aferente s-a evidențiat fenomenul de transport selectiv. Acesta a fost cuantificat prin parametrul numit *raport de îmbogățire în argilă al sedimentelor*, Rima. Acest raport a înregistrat variații între 40 și 60%, aproape o dublare a conținutului de particule fine în sedimentele lacurilor față de cele din solurile parentale.

– a existat o diferențiere și la nivelul conținutului de humus pentru cele două categorii de depozite: sol și sediment. În raport cu valorile acestuia determinate pentru solurile din bazinele de recepție, există o scădere mai accentuată în zonele de coadă a lacurilor și mai redusă în cele din apropierea barajelor. Observația arată că *humusul este un element evacuat cu relativă ușurință din*

bazinele hidrografice și, cu excepția unei mici proporții, nu este captat nici de lacuri.

– raportul de efluență a aluviunilor prezintă o rată de 60 – 80%, comparabilă cu cea de 78,8% preliminară de Moțoc (1984) pentru totalul fondului agricol, reprezentând materialul solid evacuat din materialul solid total pus în mișcare prin procesele de eroziune. *Efluența mare a aluviunilor se explică prin dominanța fracțiunilor fine în solul supus eroziunii care, odată puse în mișcare, sunt repede și ușor transportate de apele de pe versanți și apele râurilor, particulele mai grele din categoria nisipurilor fiind stocate.*

4. Inventarierea iazurilor din Podișul Moldovei și Câmpia Moldovei

Zona cuprinsă între râurile Siret și Prut și care se suprapune, în cea mai mare parte, regiunilor geomorfologice ale Câmpiei Moldovei și Podișului Moldovei este cunoscută prin prezența celor mai numeroase retenții din regiunile deluroase ale țării noastre. Practica

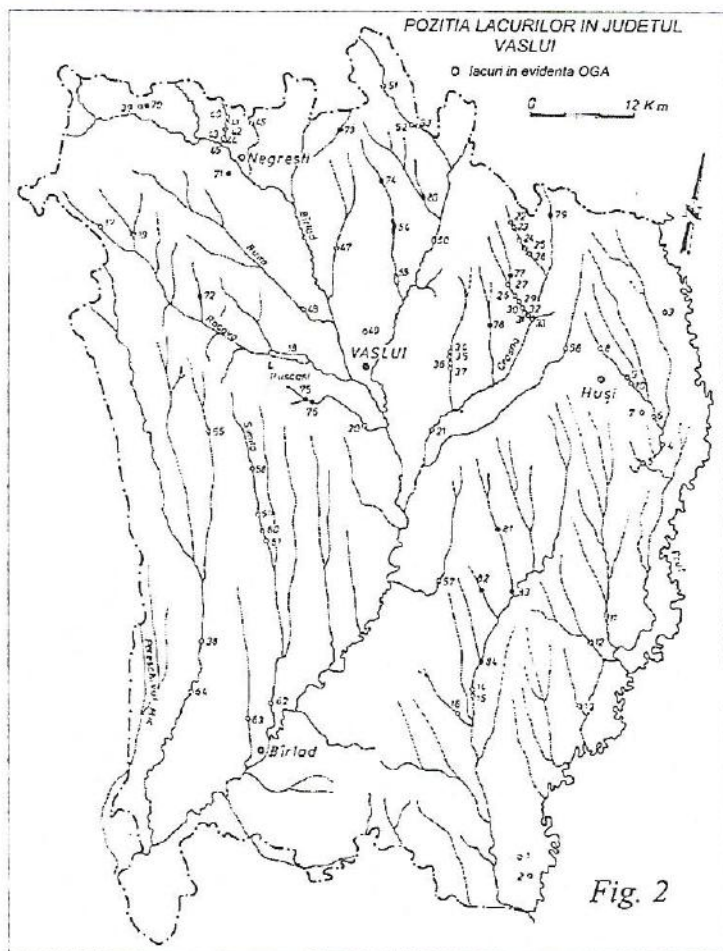


Fig. 2

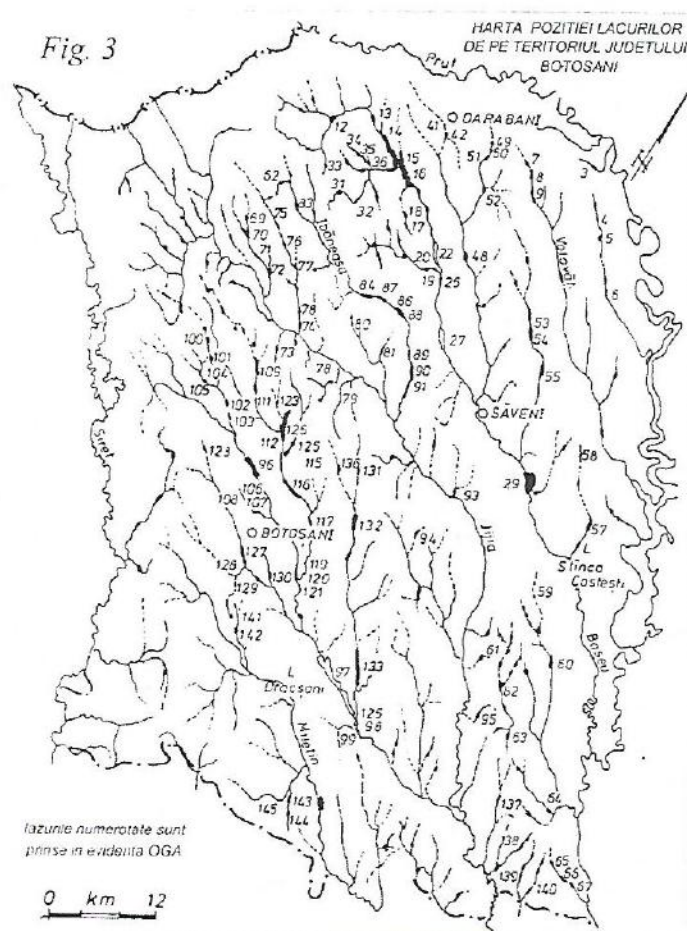
amenajării lor datează din timpuri vechi, dar menționarea lor documentară datează din secolele XV – XVI.

Pe primele reprezentări cartografice riguroase, respectiv, pe hărțile lui Bawr (1781-1797) și hărțile lui Oztellowitz (1790) sunt consemnate 134 iazuri și, respectiv, 372 iazuri. Pe așa-numita hartă rusească, realizată în 1850 sunt menționate 126 iazuri, iar între 1850-1900 sunt menționate 1144 iazuri (Baican, 1970).

Pentru perioada de după 1900, întregul fond topografic cuprinde și o înregistrare a iazurilor și lacurilor. Numărul diferit de la o etapă la alta este în legătură cu gradul de detaliere a ridicării topografice a teritoriului, dar ceea ce se poate constata și în perioada actuală, unele lacuri sunt temporar scurse, iar vatra lor redată circuitului agricol (de regulă, pășunatului). Aceasta face foarte dificilă identificarea momentului de amenajare a unor lacuri, chiar dacă sunt menționate în documente istorice. Alteori, scurgerea unui lac este "compensată" prin darea în exploatare a altuia în imediata vecinătate, ceea ce complică atât

fixarea poziției, cât și datarea lui. Pe noi ne interesează în mod deosebit clarificarea acestor elemente pentru reconstituirea volumului de depozite stocate și a condițiilor de sedimentare a acestora, indirect, reconstituirea ratei de eroziune. În acest context, devine foarte dificilă alegerea unor lacuri (iazuri) reprezentative pentru lucrarea ce ne-am propus-o. În plus, se adaugă faptul că asupra unui mare număr de lacuri prinse în fișele de cadastru nu sunt date privind suprafața, volumul și alte caracteristici utile în evaluarea depunerilor de sedimente.

Într-o primă etapă am recurs la inventarierea după fișele-cadastru din Rețeaua Națională a Apelor și confruntarea acestora cu situațiile cartografice de pe ultimele hărți topografice. S-au inventariat acumulările din județele Vaslui, Iași, Botoșani, Suceava. În județele Bacău, Neamț, Galați și Vrancea prezența lacurilor colinare nu este o caracteristică. Dintre acestea exemplificăm două județe, unul cu o mare densitate de iazuri (Botoșani) și altul cu o densitate mai redusă (Vaslui) (fig. 2, 3).



Confruntând fișele cu hărțile topografice în 8 culori, scara 1/25000, ediția 1983-1985, s-a constatat, pe de o parte, că multe lacuri din inventar nu mai existau la data aerofotografierii din 1983. În această situație am recurs la o metodă indirectă. Intuind că, în condițiile unui relief cu o mică energie, nu pot fi amenajate lacuri cu baraje înalte și, în consecință, suprafața luciului de apă se află în raport strâns cu volumul de apă acumulat, am testat pe baze statistice o astfel de relație. Rezultatul indică, într-adevăr, o mare dependență a celor două variabile, în același timp detașându-se două grupe de acumulări (fig. 4).

– *acumulările mici și mijlocii* (unele dintre ele foarte vechi, cum este Dracșani pe râul Sitna), se grupează după dreapta descrisă de ecuația:

$$V_1 = 18,4585 S_L^{1,0444}$$

unde V_1 = volumul lacului în mii m³ și S_L = suprafața lacului în hectare și

– acumulările mari, de regulă cele amenajate după 1960, se grupează după dreapta descrisă de ecuația:

$$V_2 = 100,1 S_L^{0,991}$$

Parametrii statistici indică, de asemenea, o mare eficiență a relațiilor ($r = 0,944$; $r^2 \times 100 = 88,4\%$ și, respectiv, $r = 0,891$; $r^2 \times 100 = 79\%$). Relația V_1 a fost utilizată pentru completarea datelor de volum în cazul acumulărilor cu date incomplete în inventariere, iar relația V_2 a fost utilizată, în special, pentru verificarea suprafețelor lacurilor măsurate pe hărți în scara 1/25000.

În final, prin confruntarea datelor din fișele de cadastru cu cele rezultate din

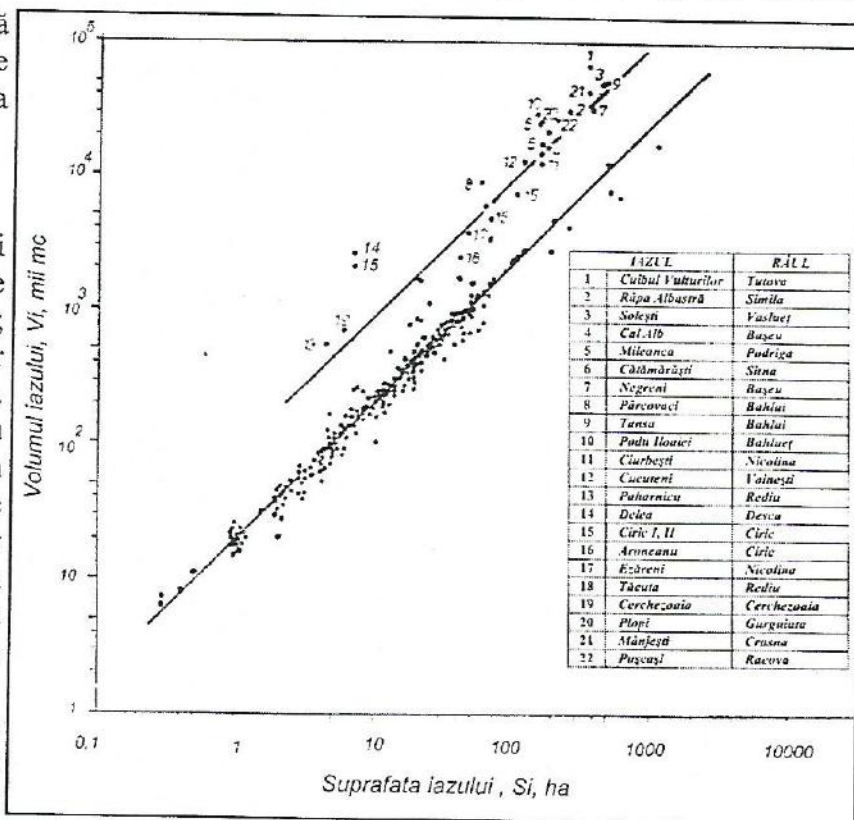


Fig. 4. Metodă pentru determinarea indirectă a volumului iazurilor inventariate

analiza hărților topografice, ediția 1983-1985, am reținut un număr de 427 de iazuri și lacuri, repartizate pe cele două bazine importante ce drenează aria Moldovei, respectiv, Jijia (cu 307 iazuri) și Bârlad (cu 55 iazuri). Alte iazuri aparțin bazinului Baseu (65) care se varsă în Prut, mai jos de Ștefănești. Pentru analiza rolului iazurilor asupra efluenței aluvionare este esențial ca acestea să fie repartizate pe bazine de drenaj, respectiv, incluse sistemelor fluviale de eroziune-transport și acumulare.

5. Evaluarea coeficientului de captare a aluviunilor pentru lacurile mici din zona Moldovei (între Siret și Prut)

Evaluarea coeficientului de reținere a aluviunilor pentru unele lacuri din Podișul Moldovei a fost făcută până acum pe baza curbei lui Brune (1955). Numeroși alți autori (Heinemann, 1981; Yoon, 1982; Rausch și Heinemann, 1985; Bube și Trimble, 1986; Evans și Church, 2000) s-au preocupat atât de corectarea și adaptarea curbei Brune, cât și de modificarea ei, în ideea creșterii gradului de eficiență. Una dintre acestea ia în considerare raportul între volumul lacului și mărimea bazinului hidrografic ca variabilă independentă:

$$E_t = 100 \left(1 - \frac{1}{1 + 2,1 \frac{V}{Sb}} \right)$$

unde: E_t = coeficient de captare a aluviunilor; V = volumul lacului în m^3 ; Sb = suprafața bazinului de alimentare a lacului în ha. Relația poate fi utilizată în situațiile când măsurătorile asupra tranzitului de aluviuni din bazinele hidrografice lipsesc sau sunt puțin reprezentative. Este și motivul pentru care am aplicat-o pentru arealul studiat.

Evaluarea coeficientului de captare presupune o cunoaștere a producției de aluviuni din bazinele hidrografice ale fiecărui lac sau iaz în parte. Pentru aceasta am utilizat ca variabilă independentă suprafața bazinului hidrografic, dovedită a avea una dintre cele mai consistente influențe asupra cantității de aluviuni produse și evacuate din bazin. Nu aducem în discuție alte metodologii pentru evaluarea producției de aluviuni care au în vedere un mare număr de variabile independente, deoarece nu am avut posibilitatea aplicării lor decât local.

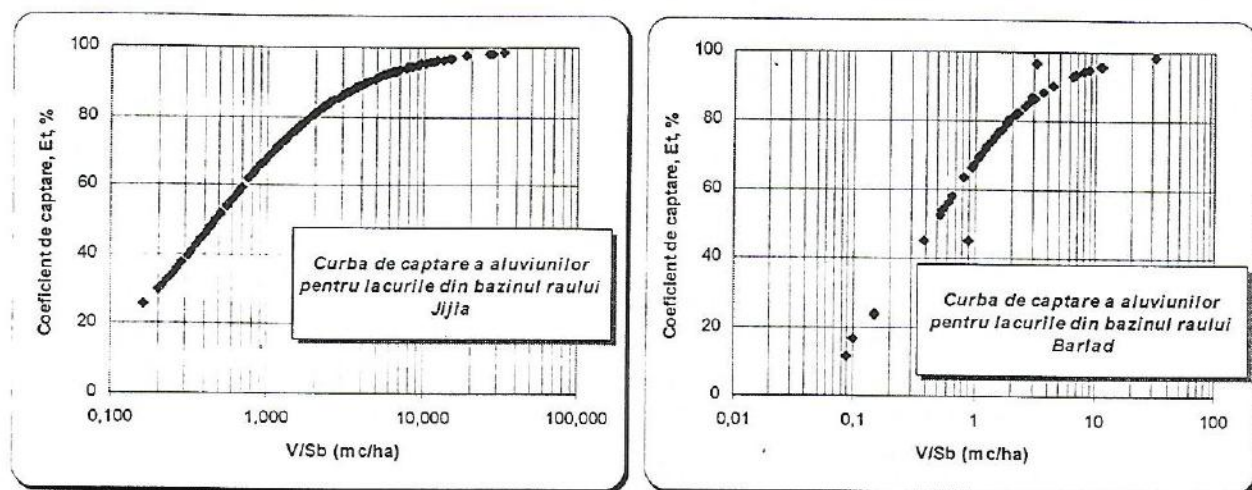


Fig. 5. Curbele de captare ale aluviunilor de către lacurile din bazinul Bârladului și Jijiei

Expresia matematică care descrie relația între producția de aluviuni, P_a (t/km²/an) și suprafața bazinului hidrografic, S_b (km²) este de tipul funcției de putere și are forma:

$$P_a = 1529,3 S_b^{-0,2551} \quad r = 0,698$$

Datele care au intrat în această relație provin de la 23 secțiuni hidrometrice (tabel 4) din zona Moldovei între Siret și Prut și de la volumul de sedimente stocat în 12 lacuri de baraj (tabel 3). Perioadele de măsurători sunt cuprinse între 7 și 35 ani, ceea ce conferă încredere în valorile măsurate. În aceste condiții, relația a fost aplicată pentru evaluarea intrării de aluviuni în lacurile și iazurile considerate pentru bazinele Jijia, Bașeu și Bârlad.

Au fost determinate curbele coeficientului de captare pentru lacurile din bazinele Bârlad și Jijia (fig.5) care dovedește un mare grad de acuratețe pentru calculul volumului de aluviuni reținut de lacuri. De exemplu, pentru raporturi V/S_b mai mare de 10 (cazul lacurilor Cătămărăști, Dracșani, Căzănești, Solești, Râpa Albastră), gradul de reținere a aluviunilor este peste 95%. Dimpotrivă, lacurile cu raport V/S_b mic (între 1 și 10) au un coeficient de captare de 70 – 80%. De altfel, în această bandă de variație s-a situat cel mai mare număr de lacuri studiate; tot aici se plasează și valoarea medie (74%) a coeficientului de captare. Cu raport V/S_b foarte mic, regulă, sub 1,0 sunt iazuri mici ca dimensiuni și care au coeficient de captare sub 50%. Datele asupra coeficientului de

captare au permis și evaluarea ratei de colmatare a lacurilor și a timpului de colmatare a 50% din volumul inițial al acestora. Relația între rata de colmatare (R_c , %) și coeficientul de captare (E_t , %) exprimată grafic în fig. 6, este descrisă de ecuația:

$$R_c = 17,098 - 0,1783 E_t \quad (r = 0,579)$$

indică trei zone de grupare a lacurilor funcție de capacitatea lor.

Astfel, lacurile de mare capacitate se grupează în zona cu un coeficient de captare a aluviunilor de peste 90% și cu o rată de colmatare sub 2 %, ceea ce înseamnă un timp de colmatare mare pentru această zonă. Lacurile mari, precum Pușcași, Cuibul Vulturilor, Râpa Albastră rețin aproape întreaga cantitate de aluviuni din amonte. De exemplu, în lacul Cuibul Vulturilor intră anual 221 000 m³ și efluează doar puțin peste 20000 m³. Lacul Râpa Albastră primește anual un volum de 160 000 m³ aluviuni și efluează doar 8000 m³. Lacurile de mică capacitate (sub 100 000 m³) se grupează în zona unui coeficient de captare a aluviunilor sub 50% și o rată de colmatare mare (peste 5%), ceea ce înseamnă și un timp de colmatare redus.

Dar cea mai mare parte a lacurilor din bazinele Bârlad și Jijia se plasează în zona mediană a graficului (fig. 6), cu un coeficient de captare de 60 – 80% și o rată de colmatare de 1–5 %, ceea ce se materializează într-un timp de colmatare rezonabil pentru condițiile

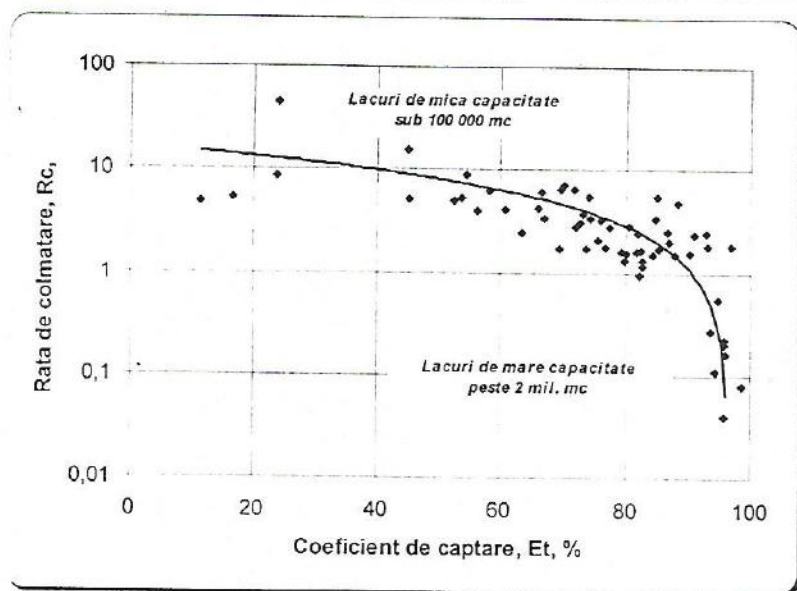


Fig. 6. Rata de colmatare a lacurilor funcție de coeficientul de captare în condițiile Podișului Moldovei și Câmpiei Jijiei.

Podișului Moldovei și Câmpiei Jijiei. De altfel, într-un studiu separat cu caracter global privind timpul de colmatare a lacurilor de baraj din România (Ichim, Rădoane, 1986), aria geografică cuprinsă între râurile Siret și Prut se detașează ca foarte favorabilă, ocupând poziția a doua după aria montană.

6. Bugetul de aluviuni pentru bazinele râurilor Bârlad și Jijia

Eroziunea efectivă a versanților în bazinul râului Bîrlad a fost evaluată la 12 740 700 m³/an. Aluviunile efluente în secțiunea

Tecuci, unde bazinul Bîrladului însumează 6770 km² reprezintă 509 628 m³/an, adică 4% din volumul total de material erodat în bazinul din amonte. Rezultă că în bazinul Bîrladului se stochează peste 90% din materialele puse în mișcare pe versanți, în ravene, alunecări de teren, în albie de râu. În acest însemnat stocaj, lacurilor din bazinul Bîrladului le revin doar 6%, adică 750 000 m³/an și efluează 164 000 m³/an. Dar trebuie să se țină seama că în această etapă lacurile controlează doar 36,9 % din suprafața bazinului, pentru care eficiența reținerii aluviunilor este foarte ridicată (81 %).

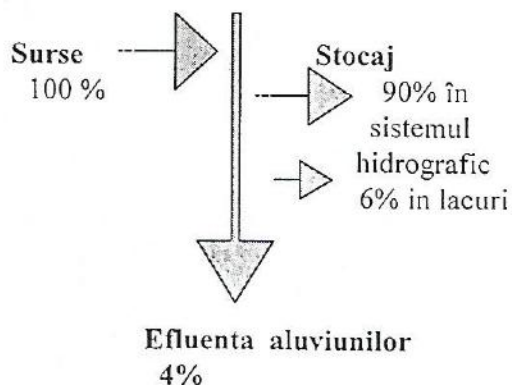
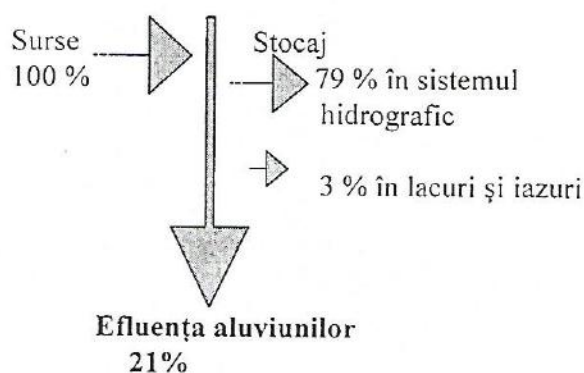


Fig. 7. Bugetul de aluviuni ale bazinelor hidrografice Jijia și Bârlad.

În cazul bazinului Jijiei, eroziunea efectivă a versanților este mai redusă decât în cazul bazinului Bîrlad, cu aproape 10%, respectiv, a fost evaluată la aproximativ 1 125 000 m³/an. Din această cantitate, 236 000 m³/an sunt evacuate din bazin prin secțiunea din aval de orașul Iași, după confluența cu r.

Bahlui. Această cifră reprezintă 21% din eroziunea efectivă din bazin, cu mult mai mare decât în cazul Bîrladului. Aceasta înseamnă că sistemul hidrografic al Jijiei în care funcționează peste 300 de iazuri realizează un stocaj relativ limitat, de aproximativ 3 %. Un stocaj important de 79% se realizează în ariile

depoziționale ale bazinului Jijiei, precum albiile majore, conuri aluviale, glacisuri etc. Efluența mai mare în cazul bazinului Jijiei, comparativ cu Bârladul se explică și prin granulometria mult mai fină a materialelor transportate de-a lungul rețelei de drenaj, în relație directă cu aria sursă în care domină materialele siltice și argiloase. Din această cauză și coeficientul de captare de către iazuri este mic, undele de viitură, atunci când sunt, traversează retențiile aproape fără să se decanteze materiale solide importante. Evident, cu câteva mici excepții, și acumularile de apă sunt reduse, în medie de 250 000 m³.

Concluziile lucrării noastre încearcă să pună accentul pe faptul că sedimentele, în general, procesele legate de acestea și fenomenele de impact reprezintă secvențe importante în dinamica mediului natural și afectează direct sau indirect domenii ale economiei naționale. Cu referire la o zonă geografică importantă a țării noastre - Moldova între râurile Siret și Prut – evaluările noastre bazate pe cercetările proprii, cât și pe cele mai recente studii, arată că mișcarea sedimentelor înregistrează un ritm deosebit de accentuat în domeniul versanților și unul lent în cel al albiilor de râu. Morfodinamic, aceasta înseamnă ceea ce demult timp s-a definit drept o „îmbătrânire a rețelei hidrografice” (Filipescu, 1950) sau o supraînălțare a bazei versanților (Ichim, 1981) din această zonă. Rețeaua relativ deasă de lacuri și iazuri determină o încetinire și mai mare a

transferului de aluviuni prin captarea unei părți din volumele transportate.

Aluvionarea puternică a șesului râurilor din această zonă poate căpăta dimensiuni catastrofice, fenomen evidențiat sugestiv prin exemplul citat de Băcăuanu în binecunoscuta-i lucrare „Câmpia Moldovei”.

“Moara de apă din satul Dădești (în șesul Bahluietului, *n.n.*), construită în jurul anului 1848, a dispărut din cauza ridicării continue a nivelului șesului. De atunci și până în prezent, șesul Bahluietului s-a înălțat cu 3-4 m. În alte sectoare apropiate, arborii de pe șes au fost îngropați aproape în întregime în aluviuni, rămânând afară doar unele ramuri uscate care au fost tăiate în anul 1945. Cu 40-50 ani în urmă, podul de peste Bahluiet de la Dădești, se găsea la peste 2 m deasupra apei, însă prin aluvionare, albia s-a ridicat continuu, iar în prezent apa curge imediat sub grinzile podului” (p. 138).

Cercetările asupra dezvoltării luncilor din bazinul hidrografic Jijia realizate de Bojoi et al (1998) confirmă această tendință a mișcării aluviunilor. Prin metode cantitative moderne, autorii au reliefat în mod deosebit rolul confluențelor, noduri de maximă concentrare a fluxurilor de masă și energie de pe traseul albiilor. Așa se explică de ce la confluențe luncile ating dimensiunile cele mai mari pe un tronson de vale considerat. Cu alte cuvinte, confluențele sunt punctele majore de stocaj a aluviunilor în sistemele fluviale ale teritoriului dintre Siret și Prut.

Bibliografie selectivă

- BAICAN, V. (1970), *Iazurile din partea de est a României în documentele istorice și cartografice din sec. XV-XIX*, An. St. Univ. “Al.I.Cuza”, s. Geografie, XIX, Iași.
- BĂLOIU, V., IONESCU, V. (1986), *Apărarea terenurilor agricole împotriva eroziunii, alunecărilor și inundațiilor*, Edit. Ceres, București.
- BĂCĂUANU, V. (1968), *Câmpia Moldovei. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei, 298 p.
- BOJOI, I., APETREI, M., VÂRLAN, M. (1998), *Geomorfometria luncilor. Model de analiză în bazinul superior al Jijiei*, Edit. Academiei Române, 260 p.
- BUBE, K.B., TRIMBLE, S.W. (1986), *Revision of the Churchill reservoir trap efficiency curve using smoothing splines*, Water res. Bull., 22, 2, 305 – 309.
- HÂRJOABĂ, I. (1968), *Relieful Colinelor Tutovei*, Edit. Academiei, 155 p.
- HEINEMANN, H. G. (1981), *A new sediment trap efficiency curve for small reservoirs*, Water Res. Bull., Amer. Water Res. Association 17, 5, 825-830.
- HURJUI, C. (2000), *Rolul rocilor sedimentare în morfologia și dinamica ravenelor. Studii caz din Podișul Moldovenesc*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea “Al. I. Cuza” Iași.

- ICHIM, I. (1981), *Tendențe actuale în formarea glacisurilor în condițiile morfogenetice din România*, Analele Univ. "Al.I.Cuza" Iași, XXVII, s IIb.
- IONIȚĂ, I. (2000a), *Formarea și evoluția ravenelor din Podișul Bârladului*, Edit. Corson, 169 p.
- IONIȚĂ, I. (2000b), *Geomorfologie aplicată. Procese de degradare a regiunilor deluroase*, Edit. Universității "Al. I. Cuza" Iași, 250 p.
- MOTOC, M. (1984), *Participarea proceselor de eroziune și a folosințelor terenului la diferențierea transportului de aluviuni în suspensie pe râurile din România*, Bul. Inf. ASAS, 13, București.
- OLARIU, P., GHEORGHE, DELIA (1999), *The effects of human activity on land erosion and suspended sediment transport in the Siret hydrographic basin*, in *Vegetation, land use and erosion processes* (editat I. Zăvoianu, D. E. Walling, P. Șerban), Institut de Geografie, 40-50, București.
- POPA, N. (1999), *Contribuții la elaborarea unor modele de prognoză a pierderilor de sol și elemente fertilizante prin eroziune de pe versanții agricole, cu referire la Podișul Bârladului*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică "Gh. Asachi" Iași.
- PUJINĂ, D. (1997), *Cercetări asupra unor procese de alunecare de pe terenurile agricole din Podișul Bârladului și contribuții privind tehnica de amenajare a acestora*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică "Gh. Asachi" Iași.
- PURNAVEL, Gh. (1999), *Cercetări privind efectul lucrărilor de amenajare a formațiunilor torențiale, aflate în zona de influență excesivă a lacurilor de acumulare, asupra procesului de colmatare a acestora; cu referire la Podișul Central Moldovenesc*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică "Gh. Asachi" Iași.
- RAUSCH, D.L., HEINEMANN, H.G. (1975), *Controlling reservoir trap efficiency*, USDA, Transactions of the ASAE, 18, 6, 1105-1113.
- RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N., ICHIM, I., SURDEANU, V. (1999), *Ravenele. Forme, procese și evoluție*, Presa Universitară Clujeană, 266 p.
- RĂDOANE, N. (1996), *Evaluarea producției de aluviuni în bazinul versant al Lacului Stânca Costești (sectorul românesc)*, SCGGG, Seria geografie, XLIII, 75-85.
- ZAVATI, V., GIURMA, I. (1982), *Cercetări privind colmatarea unor lacuri de acumulare din bazinul hidrografic Bahlui*, Hidrotehnica, 27, 2, 37-41.
- WALLING, D.E. (1983), *The sediment delivery problem*, J. of Hydrology, 65.

Universitatea "Stefan cel Mare" Suceava
Facultatea de Istorie și Geografie
Str. Universității nr. 1
Suceava – 5800
E-mail: radoane@usv.ro

Observații asupra dinamicii recente a reliefului în bazinul râului Cuiejdul (Munții Stânișoarei). Implicații asupra complexului hidrogeomorfologic Lacul Crucii

Constantin RUSU, Mihai Ciprian MĂRGĂRINT, Eugen RUSU

Cuvinte cheie: râul Cuiejdul, morfodinamică, Lacul Crucii

1. Aspecte introductive

Procesele geomorfologice actuale se caracterizează printr-o evidentă specificitate în teritoriul carpatic, cele cu o dinamică accelerată contribuind activ la modelarea reliefului, îndeosebi în aria flișului. Complexul cauzal al declanșării și întreținerii proceselor de deplasare în masă este foarte variat și se asociază diferit, ceea ce generează forme caracteristice de relief, schimbări bruște și spectaculoase în tipologia acestuia având consecințe imprevizibile și pe termen lung în plan socio-economic.

Majoritatea cercetătorilor din domeniu acceptă ideea existenței unor anumite periodicități în producerea proceselor de deplasare în masă, intervalele fiind cu atât mai largi, cu cât amploarea fenomenului crește. În cazul de față putem discuta de producerea unor alunecări de mare anvergură, cu efecte notabile în modelarea reliefului, incluse în categoria proceselor cu interval de recurență maximă.

În acest context, un loc aparte revine ampleror procese de deplasare în masă produse la finele anilor '80 și începutul ultimului deceniu în bazinul râului Cuiejdul, care au culminat cu formarea celui mai mare lac de baraj natural din țară: Lacul Crucii.

Teritoriul supus analizei este situat în Munții Stânișoarei, în bazinul superior al râului Cuiejdul, respectiv în cursul mijlociu al Cuiejdului (afluent de stânga), la cca. 21 km NNV de Piatra Neamț. Despre apariția acestui nou lac de baraj natural și alunecarea din bazinul Cuiejdul, literatura de specialitate consemnează contribuțiile colectivului de la Stațiunea

“Stejarul” din Piatra Neamț (N. Rădoane și colab., 1994, I. Ichim și colab., 1996).

2. Particularitățile litostructurale și morfohidrografice

Producerea alunecărilor de teren este condiționată esențial de aspectele litologice. Regiunea studiată aparține unității marginale a flișului est-carpatic, mai precis flancului vestic al cutoi anticlinale Horaița-Doamna. Constituția geologică este complexă, într-un spațiu restrâns fiind întâlnite la zi depozite de vârstă eocenă și oligocenă. Succesiunea geologică in situ cuprinde conglomerate și calcare microconglomeratice cu numuliți (*conglomerate de Cernegura*), urmate de o alternanță de gresii cuarțoase verzi, marne și argile verzi (*stratele de Jgheabu Mare*), aparținând Ypresianului. Succesiunea geologică se continuă prin *calcarele de Doamna* și orizontul argilelor roșii și verzi cu intercalații de gresii cuarțoase sau calcaroase, *stratele de Strujinoasa* (Lutețian). Seria flișoidă, de vârstă eocenă, se încheie cu marne și argile cenușii cu intercalații de gresii calcaroase și marnocalcare sideritice, caracteristice *stratelor de Bisericiani* și cu *gresia de Lucăcești* (Priabonian). În axul anticlinalului Doamna-Horaița (Semifereastră Bistriței) se întâlnesc depozite mai vechi, reprezentate prin seria șisturilor negre (*stratele de Sărata*), aparținând Cretacului inferior, urmate de un orizont de argile roșii și verzi cu accidente silicioase și radiolarite (echivalentul *stratelor de Cârnu-Șiclău*) și marne cu fucoide (*stratele de Lepșa*) de vârstă Cretacic superioară.

Stilul tectonic al unității marginale se caracterizează prin cute izoclinale deversate spre est. Nucleele anticlinalelor sunt alcătuite din *strate de Bisericanî*, iar umplutura sinclinalelor din depozite oligocene. Anticlinoriul Horaița-Doamna, cu depozite cretacee în ax, este urmat spre vest de un alt anticlinal cu deversare estică, afectat de o decroșare care-i schimbă orientarea, aducând direcția și înclinarea formațiunilor din ax (*conglomerate de Cernegura, stratele de Jgheabu Mare, calcarele de Doamna*) conforme cu orientarea versantului stâng al Cuiejdelului.

Configurația structural-tectonică și alcătuirea litologică prioritar friabilă au creat premisele cele mai favorabile ale declanșării și întreținerii unor alunecări de teren de mare amploare, afectând însăși structura substratului geologic, în condițiile unor ani ploioși, așa cum a fost situația din primăvara-vara anului 1991.

Actuala configurație a reliefului din bazinul superior al Cuiejdiului și al Cracăului Negru indică un specific cert al evoluției și modelării reliefului prin procese de deplasare în masă. Această tendință este extrem de evidentă în arealele unde predomină litofaciesurile friabile (*strate de Bisericanî*), în

timp formându-se mici bazine depresionare, centrate pe zone de confluență (văile Rotăriei și Cuiejdel).

Alunecările recente sunt dublate de serii succesive mult mai vechi, pleistocen-holocene, care au generat deluvii vechi, cu un microrelief specific, în spatele unor mari valuri de alunecare formându-se chiar lacuri. Un asemenea model de evoluție a reliefului este caracteristic versantului drept al Cuiejdiului (Poiana Părului-Poiana Bogată), unde, la altitudinea de cca. 700 m, se păstrează încă un asemenea lac: Lacul Bolătău.

Bazinul râului Cuiejdel are o suprafață de cca. 9,7 km², altitudinea medie este de cca. 820 m, în timp ce valorile altitudinale extreme sunt cuprinse între 578 m (confluența cu râul Cuiejdi) și 1117 m în Dealul Măgurii (în NE teritoriului). Energia maximă de relief prezintă valoarea de 539 m, în timp ce valoarea medie se cifrează la cca. 250 m, mai mare pe stânga văii și ceva mai redusă pe partea dreaptă.

Fragmentarea orizontală a reliefului are valori moderate, principalii afluenți fiind pârâul Rotăriei, în zona de obârșie și pârâul Hălgeanu, pe partea stângă (fig. nr. 1).

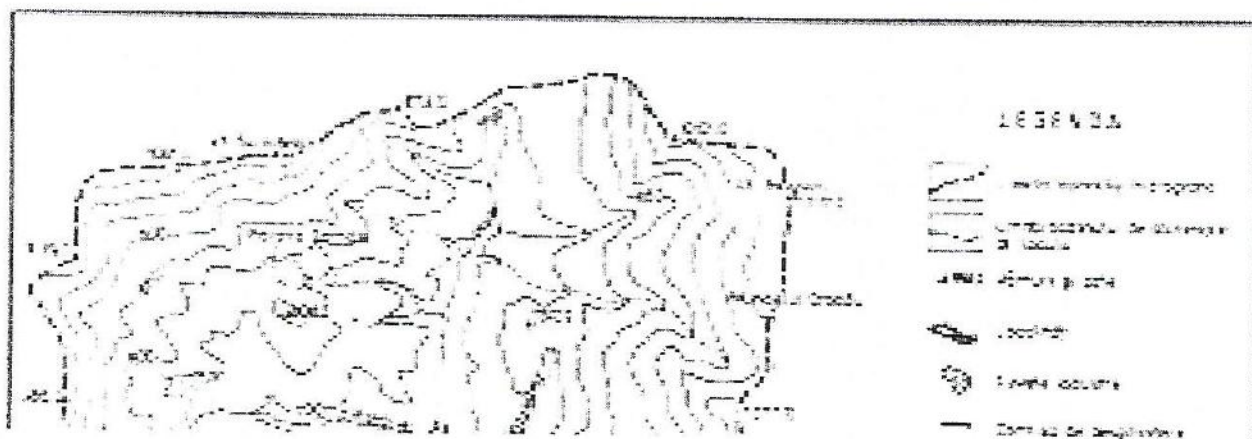


Figura nr. 1. Schița morfohidrografică a bazinului pârâului Cuiejdel.

3. Procese actuale de modelare a reliefului

Bazinul hidrografic Cuiejdol poartă amprenta modelării prioritare prin acțiunea factorilor denudaționali, un rol deosebit revenind proceselor de deplasare în masă. Cu excepția părții superioare a flancului vestic al anticlinoriului Doamna-Horața (Vf. Muncelu-Dealul Măgurii), a culmii cu evident caracter petrografic (Vârful Tarnițelor) și a suprafeței structurale Poiana Mătieș, la nivelul versanților se întâlnesc deluvii cu grosimi variabile, afectate de serii succesive de alunecări. Reactivarea acestor deluvii este determinată de cauze generale (substrat geologic propice, stagnarea apei din precipitații, energie de relief ridicată și subminarea bazei versanților) la care se adaugă și altele particulare (susceptibilitatea deosebită a unor faciesuri litologice și favorabilitatea structural-tectonică, pluviozitatea din anumiți ani sau perioade ale anului, secționarea unor deluvii prin amplasarea unor drumuri forestiere etc.).

Procesele de modelare actuală a reliefului au cunoscut o recrudescență deosebită în ultimele două decenii, contribuind la modificarea substanțială a peisajului din regiune. Pe fondul unei pluviozități ridicate, în luna iunie a anului 1978 s-a reactivat deluviul de pe stânga văii Cuiejdol, materialul alunecat atingând albia pârâului, ceea ce a provocat

formarea unui lac efemer cu următoarele dimensiuni: 250-300 m lungime, 25-30 m lățime și 4-5 m adâncime maximă (N. Rădoane și colab., 1996).

Alunecarea s-a extins delapsiv, în câteva faze succesive, contribuind la materializarea unor cornișe în trepte cu înălțimi de câțiva metri. Stabilizarea parțială a deluviului a facilitat decizia amenajării unui nou drum forestier care traversa diagonal corpul alunecării. Spre deosebire de etapa anterioară (1978), alunecarea din 1991 a avut un caracter mult mai complex, ceea ce a contribuit la modificarea aproape completă a peisajului. Reactivarea s-a declanșat pe fondul *stratelor de Bisericiani* și s-a extins delapsiv până la nivelul unei înșeuări situate sub Vârful Muncelu, la altitudinea de 805 m.

Subminarea provocată de flancul stâng al alunecării a determinat apariția unei rupturi/forfecări de mari proporții, aproape perpendiculară pe direcția anticlinalului decroșat, cu vergență estică, care începe de la nivelul matorului de rezistență litologică situat în sud-vestul Vârfului Muncelu, la altitudinea de 824 m și continuă până aproape de valea Cuiejdolului. Această ruptură a afectat *stratele de Jgheabu Mare* și *calcarele de Doamna*, provocând o denivelare cu o înălțime de peste 20 m, urmată apoi de un abrupt de forfecare care scade de la înălțimea de 20 m până la 5-7 m.

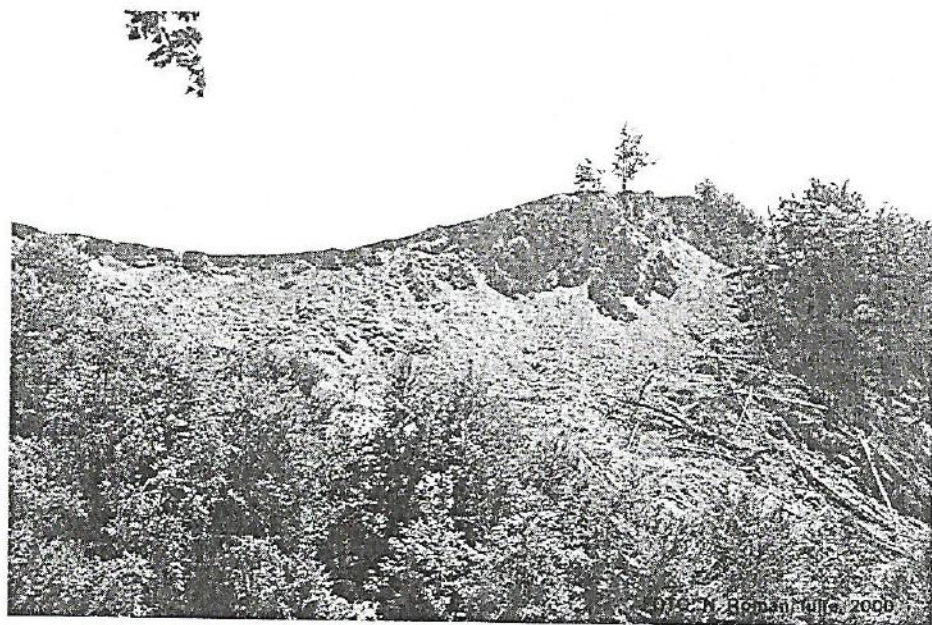


Fig 2. Cornișa de desprindere.

În treimea inferioară a versantului, acest plan a secționat și deluviile vechi. Spre amonte, cornișa de desprindere are caracter mai slab conturat, sub forma unor trepte succesive, care urcă altitudinal de la 800 m spre 900 m.

Corpul alunecării este deosebit de complex și ocupă o suprafață de aproximativ 0,75 km². Prezența unui martor de rezistență litologică cu o altitudine de 729 m, constituit din *strate de Jgheabu Mare* și *conglomerate de Cernegura* a orientat corpul alunecării pe două direcții. Partea din amonte a barat valea Cuiejdelului la cca. 1,4 km distanță de confluență, în timp ce deluviul de alunecare din aval a glisat oblic față de direcția văii, atingând însă talvegul vechii albiei pe o lungime de peste 600 m.

Diferența mare de relief (peste 200 m) și particularitățile morfostructurale au creat premisele formării unui deluviu de alunecare de mari dimensiuni, în condițiile manifestării extrem de violente a mișcărilor. Spre baza versantului, grosimea deluviului de alunecare se apropie de 30 m și depășește frecvent 25 m.

Dacă alunecarea din amonte s-a caracterizat prin glisarea materialului, antrenând vegetația forestieră care a rămas aproximativ în poziția inițială, partea din aval prezintă un caracter mult mai complex al mișcărilor (inclusiv de tip rotațional). Fruntea alunecării a atins firul văii între 0,3 și 1 km amonte de confluență, sub forma unui imens val de refulare. Corpul alunecării este alcătuit din fragmente de mari dimensiuni provenite din ruperea stratelor geologice, din materiale ale

vechiului deluviu, numeroase elemente antropice (parapeți, planșee și picioare ale podețelor, ziduri de sprijin etc.) și fragmente de material lemnos.

Aceste materiale au ajuns în vechiul talveg, obturând valea, unde ating grosimi cuprinse între 5 și 30 m. Dispunerea neuniformă și haotică a deluviului de alunecare a contribuit la formarea unor mici bazine lacustre, unul dintre acestea, cel din aval, fiind colmatat aproape în totalitate.

4. Consecințe hidrogeomorfologice

Producerea amplelor procese de deplasare în masă a provocat multiple transformări ale peisajului geografic. Importantul volum de material antrenat în mișcare (cca. 10.250.000 m³) a creat un baraj natural ce a permis ulterior formarea Lacului Crucii (denumit astfel după două toponime: Pârâul Crucii și Piciorul Crucii, de pe dreapta văii).

Umplerea lacului s-a realizat în decursul a peste trei ani, nivelul apei urcând până la cota de 655 m. Conturul actual îmbracă forma unui S foarte deschis, lungimea lacului la nivelul maxim fiind de 1,3 km. Principalele caracteristici morfobatimetrice au fost stabilite de N. Rădoane și colab. (1996), fiind evidențiate valorile: lățimii medii (102 m) și maxime (185 m), adâncimii medii (7,44 m) și maxime (16,1 m). Volumul de apă stocată în lac este apreciat la cca. 1.000.000 m³, în situația nivelului maxim al apei (fig. 3).



Fig. 3. Vedere perspectivă asupra Lacului Crucii.

Variațiile de nivel ale lacului sunt determinate de pluviozitate și debitele afluenților din bazin, însumând cca. 70 cm. Oscilațiile de nivel ale lacului generează apariția unor mici terasete de abraziune lacustră, îndeosebi în corpul barajului. În partea frontală, lacul are un aspect lobat, cel din dreapta fiind îngust, loc pe unde s-a reînstatat ulterior cursul Cuiejdului.

În aval de baraj, configurația văii s-a schimbat fundamental. Deluviul de alunecare este extrem de eterogen, fragmentele rupte din structurile geologice având o înclinare ușor inversă, în cadrul valului de refulare. Într-un prim sector, râul s-a reînstatat pe flancul drept, profilul fiind sub forma literei V, însă ușor asimetric. După 125 m de la ieșirea râului din Lacul Crucii se intră în Lacul Mic. Înainte de intrarea în lac, râul se pierde în propriile aluviuni, pe o lungime de cca. 27 m. Transportul spasmodic de aluviuni preluate din fruntea alunecării a generat un con aluvial cu o lățime maximă de 17 m și grosimea acumulativului de 0,80-1,20 m. La intrarea în lac, conul este bilobat și se continuă submers, contribuind la colmatarea intensă a acestui mic bazin lacustru (fig. 4).

Lacul Mic are un contur neregulat, cu axa mare de 19 m (transversală pe direcția văii) și axa mică de 8 până la 16 m.

După ieșirea din Lacul Mic, valea își păstrează aceleași caracteristici, fiind împinsă spre versantul drept. Malul stâng este activ, râul preluând materiale cu texturi eterogene. La aproximativ 45 m de la ieșirea din Lacul Mic, urmează un prag litologic (banc de gresii în loc) cu o diferență de nivel de 16 m, ceea ce forțează râul să-și creeze o cascadă, eroziunea laterală fiind extrem de intensă, preluând materiale din imensul val de refulare cu grosimi impresionante (30 m).

Aval de cascadă, cursul se desfășoară cu o pantă longitudinală uniformă pe o lungime de 110 m, după cum debitul lichid se pierde în acumulativul unui impresionant con aluvial, cu o lungime de 75 m, lățime de 75 m și grosime de 1-1,2 m. Ca și în cazul precedent, conul se continuă și submers.

Lacul Constelației este cel mai important din seria lacurilor mici. Forma este ușor alungită, cu o lungime maximă de aproximativ 120 m și lățime maximă de cca. 80 m, suprafața actuală fiind de aproape 1 ha. Acest lac este



Fig. 4. Colmatarea Lacului Mic.

situat în dreptul matorului de rezistență litologică cu altitudinea de 729 m, barajul fiind opera părții din aval a alunecării.

Ieșirea din Lacul Constelației se face prin flancul stâng, noul talveg fiind sculptat în masa

deluviului de alunecare. Pe o lungime de 80 m se păstrează în albie blocuri de mari dimensiuni (conglomerate de Cernegura), cât și fragmente grosiere (Strate de Ighebu Mare). La terminarea acestui sector se intră în Lacul Albastru, de mici

dimensiuni (18 m lungime pe axa longitudinală și 23-24 m pe axa transversală). Flancul drept al văii este constituit din *calcare de Doamna* (cu aspect de hog-back), în timp ce pe partea dreaptă caracteristic rămâne microrelieful haotic al corpului alunecării.

După ieșirea din Lacul Albastru, Cuiejdelul și-a creat noua albie prin masa deluviului de alunecare, având panta longitudinală diferită, cu rupturi de pantă sau cu un profil linar. Ultimul lăculeț (cel mai redus ca arie) este colmatat aproape în totalitate, în timp ce înainte de confluență se reintră pe vechiul talveg al râului.

Valea râului Cuiejdel în aval de baraj a cunoscut transformări care au modificat complet configurația inițială a reliefului. Dimensiunile impresionante ale corpului barajului elimină riscul ruperii sau secționării prin eroziune a acestuia pe termen mediu, în timp ce cursul din aval va suferi modificări succesive până la atingerea unui nou profil de echilibru. Dinamica foarte activă a modelării reliefului se concretizează prin procesele spasmodice de transport a aluviunilor, colmatarea lacurilor mici, schimbarea continuă a configurației albiei minore și a părții frontale a alunecării, precum și schișarea unui început de albie majoră.

5. Concluzii și recomandări

Alunecările recente de teren din bazinul râului Cuiejdel s-au produs în două faze succesive: 1978 și 1991, prin reactivarea unor vechi deluvii, de vârstă pleistocen-holocenă. În prima fază au predominat mișcările de tip delapsiv, cea de-a doua fiind mult mai complexă, fiind însoțită de rupturi profunde și forfecări de strate. Mișcările violente din vara anului 1991 au fost urmate de altele de mai mică amploare, cu extinderea frontului spre amonte și creșterea nivelului altitudinal al acestora, de la 800 la 900 m.

Corpul alunecării de teren este de mari dimensiuni (cca. 0,75 km²), sub forma a doi lobi imenși, care au ocolit un martor de rezistență litologică, cu altitudinea de 729 m. Volumul total al materialului dizlocat este apreciat la cca. 10.250.000 m³, în condițiile în care grosimea medie a deluviului este de cca. 15 m, iar cea maximă atinge frecvent 25-30 m.

Glisarea materialului corpului din amonte s-a realizat pe fondul marno-argilos al *stratelor de Bisericiani*, beneficiind de înclinarea anticlinalului deversat spre est, decroșat, de pe flancul vestic al anticlinoriului Doamna-Horaița. În aceste condiții s-a creat un impresionant baraj natural care a avut drept rezultat apariția celui mai mare lac de baraj natural din țară (fig. 5).

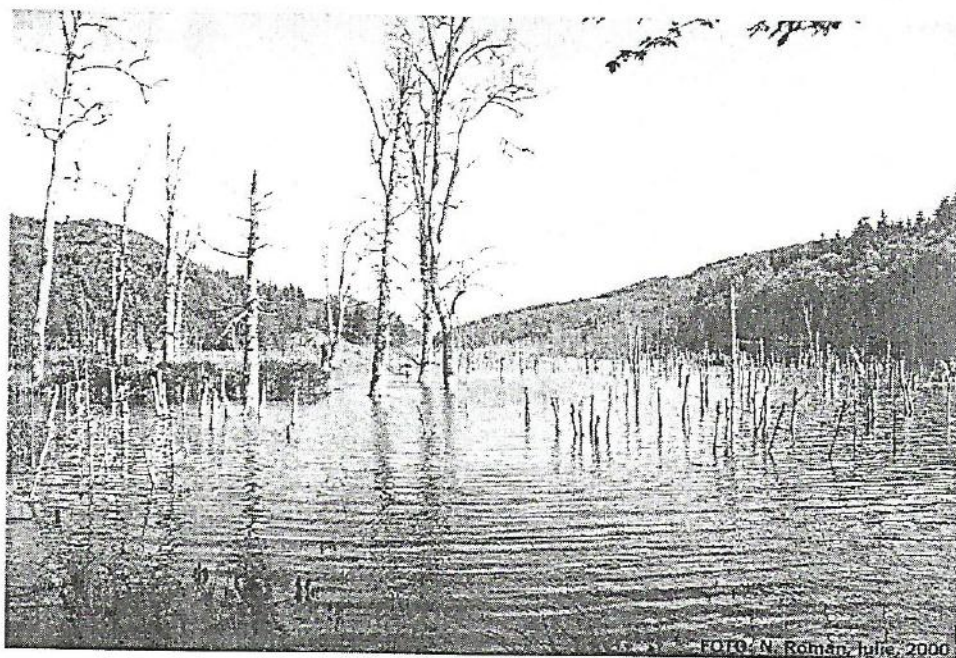


FOTO: N. Român, Iulie, 2000

Figura nr. 5. Lacul Crucii. Jumătatea din amonte.

Datele morfobatimetrice indică faptul că Lacul Crucii depășește din toate punctele de vedere Lacul Roșu, care rămâne astfel doar cel mai cunoscut lac de baraj natural din România.

Partea din aval a alunecării a schimbat definitiv configurația văii și a creat o salbă de mici lacuri, supuse unor procese intermitente dar eficiente de colmatare, datorită transportului spasmodic de aluviuni. Deși există riscul cert al extinderii altitudinale a cornișei de desprindere spre Vârful Muncelu, împădurirea cvasitotală a bazinului, prezența unor martori de rezistență litologică în axul anticlinalului deversat spre est, de pe stânga văii, stabilitatea versantului drept și ordinele reduse de mărime ale râurilor din bazinul de alimentare, constituie elemente de stabilitate ale cuvetei lacustre.

Aval de corpul principal al barajului, schimbările care vor interveni în timp, vor avea o dinamică mult mai accentuată. Colmatarea celor trei lacuri mici (Lacul Mic, Lacul Constelației și Lacul Albastru) va continua în ritm alert, noua albie minoră se va adânci, tinzând spre un nou profil de echilibru, ceea ce va menține în permanență un mal stâng activ și va contribui la subminarea bazei versantului deluvial. În consecință, se păstrează în permanență riscul reactivării alunecărilor de

teren din sectorul aval și cel al modificărilor de la nivelul versantului în cauză.

Apariția Lacului Crucii a sporit brusc cota de atractivitate turistică, cu tot cortegiul de implicații negative, în sensul păstrării nealterate a elementelor noului cadru natural. Cuveta lacustră nu dispune de un drum de acces, cel vechi fiind distrus în totalitate, dar urmele antropizării încep să devină evidente. Din informațiile de care dispunem, se preconizează amenajarea unui nou drum de acces, amplasat pe deluviul cu un echilibru instabil, ceea ce ar constitui o eroare fundamentală. În opinia noastră, accesul s-ar putea realiza prin localitățile Crăcăuani - Cracăul Negru, peste nivelul înșeuării dintre cele două bazine hidrografice, unde este deja funcțional un drum forestier.

Producerea alunecărilor de teren de mare anvergură constituie fenomene naturale cu interval de recurență mare, însă posibilitatea formării și menținerii lacurilor de baraj natural este extrem de rară. Apariția Lacului Crucii, cel mai mare din țară din categoria celor de baraj natural, impune adoptarea unor măsuri de conservare și protecție, în opinia noastră fiind necesară crearea în zonă a unei rezervații naturale care să includă în totalitate bazinul râului Cuiejdol, cu o suprafață de 9,7 km².

Bibliografie:

- ICHIM, I. (1979), *Munții Stânișoara. Studiu geomorfologic*, Edit. Acad. Rom., București.
ICHIM, I., RĂDOANE, N., RĂDOANE, Maria (1996), *Procese geomorfologice cu interval de recurență mare în arealul munților flișului*, St. și Cercet., Muzeul de Șt. Nat., Piatra Neamț.
MARTINIUC, C. (1954), *Pantele deluviale. Contribuții la studiul degradărilor de teren*, Probleme de Geografie, I, București.
SURDEANU, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate. 1. Alunecări de teren*, Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.
* * * (1968) – *Harta geologică. Scara 1:200.000. L-35-IX, 13. Piatra Neamț*, Com. De Stat al Geol., Institut. Geol., București.

DINAMICA ALUNECĂRILOR DE TEREN ÎN SISTEMUL NATURAL ȘI CEL AMENAJAT STUDIU DE CAZ ÎN VALEA CHINTENILOR

Szekernyés RÉKA, V. BUDIU, V. SURDEANU

Cuvinte cheie: dinamică, alunecări de teren, Dl. Clujului

The hydrographic basin of Chinteni is lying in the south-eastern part of the Cluj Hills, a component part of the Someș Platform, at the contact with the Transylvanian Tableland. The Chinteni River is tributary Someșul Mic river its confluence with the latter being made on the territory of the Cluj-Napoca city in its northern part.

The land surface that has been kept under study by the Agronomic Institute of Cluj-Napoca since 1976 is situated at 15 km north-west of Cluj-Napoca city, in the lower third of the left slope of Chinteni Valley, having a westward orientation. The left slope with 10-27° inclination is strongly fragmented, showing landslides and erosion in deep formations.

Before being arranged, the landslide in the experimental field had an aspect of eroded glimee, its upper part remaining as a structural step. The landslide had an average depth of 20-30 m and a surface of almost 2 hectares, with a micro relief of terraces upstream and hillocks downstream, on the whole surface of 970 sqm.

Experiments were made in the studied area. They regarded the arable portlands, the of water excess elimination, the work of stabilizing the sliding lands and their capitalization through agricultural crops. To follow the movement of the sliding mass, 30 topographic marks, as well as 7 topographic stations were set on the margin of the slided surface to trace the movement of the sliding mass.

The data show that during the 11 years (1980-1990) the topographic marks moved from their initial position (4 September 1979) with an average of +0.775 m on a horizontal plane (varying within the limits of +0.387 m and 1.253 m) and with 0.067 m on the vertical plane (varying within +0.438 and -0.325m).

Over eleven years, the marks with the shortest movements were set near water (former glimee lakes before being drained, gully), and the smallest movements are noted at the marks set along the channels. The analysis in that period clearly shows us that the movement value of the marks depends on the rainfall regime of the years, the small movements being signalled in extremely droughty years (1983, 1987, 1990) though the vertical movements don't depend on rainfall in all cases. In very dry years, the horizontal movements were negligible, while the vertical movement recorded high values. Surprisingly, the movements in droughty years show a positive tendency.

Introducere

Bazinul hidrografic al Chintenilor este situat în partea sud-estică a Dealurilor Clujului, parte componentă a Platformei Someșene la contactul cu câmpia Transilvaniei. Râul Chinteni este tributar Someșului Mic, confluența cu aceasta făcându-se pe teritoriul municipiului Cluj-Napoca, în partea lui nordică.

Suprafața de teren investigată de Institutul Agronomic din Cluj-Napoca, încă din anul 1976, este situată la 15 km nord-vest de municipiul Cluj-Napoca, în treimea inferioară a versantului stâng al văii Chintenilor. Versantul cu expoziție vestică, cu înclinări de 10-27°, este puternic fragmentat de alunecări de teren și formațiuni ale eroziunii de adâncime.

Factorii care favorizează dezvoltarea alunecărilor

Factori geologici

Din punct de vedere geologic, versantul stâng al Bazinului Chintenilor are în subasment formațiuni helvetiene, reprezentate prin stratele de Hida, alcătuite dintr-o alternanță de argile, nisipuri gălbui și gresii în plăci. Nisipurile și pietrișurile prezintă uneori o stratificație încrucișată cu intercalații de argile marnoase sau marnoase-nisipoase și elemente de pietriș.

Dintre depozitele cuaternare un rol important îl au cele generate de alunecări de teren.

Față de succesiunea normală a stratelor, în zonă se înregistrează o puternică dizlocare a formațiunilor helvetiene. Alunecările de teren, cu numeroase faze de reactivări, au produs un amestec eterogen al formațiunilor superficiale.

Varietatea faciesurilor petrografice, prezența rocilor permeabile și a celor impermeabile, grosimea apreciabilă a unor orizonturi de nisipuri, gresii, tufuri, respectiv de marne sau argilă, reprezintă caractere lito-stratigrafice care favorizează declanșarea unor procese geomorfologice actuale active.

Factori morfologici

Versantul stâng al văii Chintenilor, cu o structură monoclinală, a favorizat dezvoltarea sa în cuestă. În ceea ce privește rolul structurii în declanșarea alunecărilor de tip glinee se constată o concordanță între arealele cu o asemenea microforme și abruptul cuestelor. De asemenea, dezvoltarea suprafețelor de versant afectate de alunecări este în strânsă dependență și cu densitatea mare a fragmentării reliefului (3-4 km/km²).

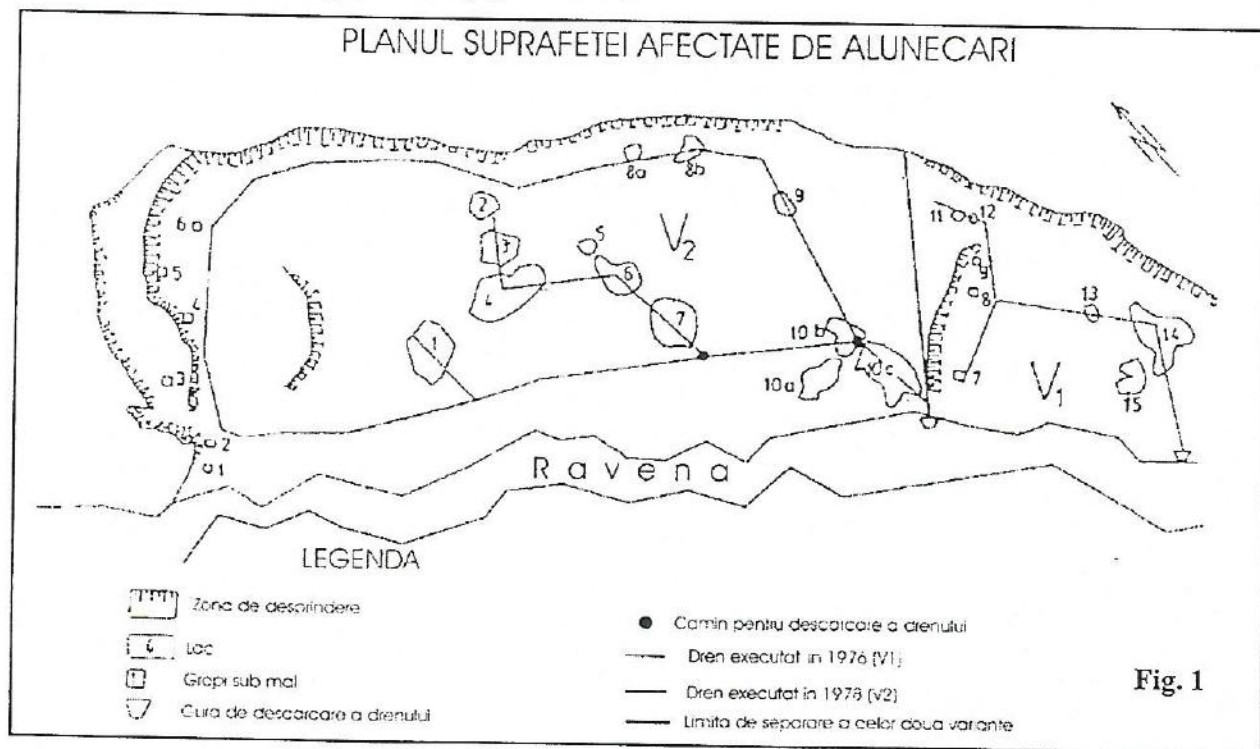
În ceea ce privește lungimea versanților, în cursul mijlociu al văii Chintenilor, în care se încadrează și regiunea studiată, aceasta variază între 800-1500 m (versantul afectat de alunecarea analizată are o lungime de circa 800 m). Acest fapt nu influențează declanșarea unor procese, cât dimensiunile acestora, fiind în raporturi direct proporționale și cu caracteristicile morfometrice ale versanților.

Expoziția versanților influențează regimul caloric, regimul umidității, frecvența proceselor

de îngheț-dezgheț etc. Avându-se în vedere faptul, că versantul studiat are o expoziție vestică, aici și pe versanții sudici se înregistrează cele mai mari amplitudini termice diurne și anuale. Aceste amplitudini, precum și ritmicitatea fenomenelor de îngheț-dezgheț din lunile martie-aprilie, octombrie-noiembrie determină pe acești versanți alunecări frecvente, produse în pătura de sol.

Pe versanți cu expoziție sudică și vestică zăpada topindu-se mai repede, face ca fenomenele de îngheț-dezgheț să fie mai frecvente și mai extinse, solul și chiar roca fiind afectate direct.

Caracteristica hidrogeologică de bază a versantului stâng din bazinul Chintenilor constă în faptul că formațiunea sarmatică medie, situată în apropierea culmii versantului are un rol de depozit acvifer, care se descarcă în deluviile din aval. Caracterul heterogen al stratificației substratului și a depozitelor de versant, cu compoziție mecanică diferită, a favorizat formarea unor pânze acvifere suspendate, care au determinat deplasarea masei de roci pe substratul de bază, rezultând alunecările de tip glinee. Eroziunea recentă a acționat frontal prin acestea, impunându-se sub formarea unei ravene, care limitează spre vest alunecarea studiată (fig. 1).



La execuția forajelor (numai în formațiunile deluviale), pe suprafața luată în studiu nu s-a putut constata un nivel hidrostatic al apei freatice permanente, ci doar infiltrații de apă suprafreatică, cu caracter temporar, în orizonturile de nisipuri.

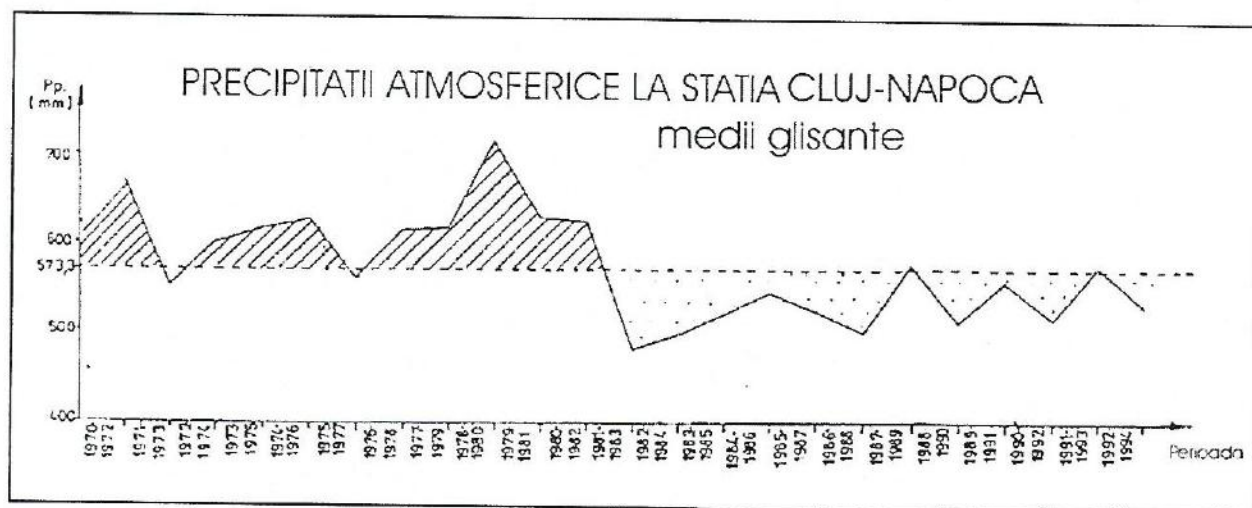
Factori climatici

În general factorii climatici sunt considerați declanșatori ai proceselor geomorfologice. În bazinul Chintenilor, cu climat temperat continental moderat, elementele climatice prezintă valori ce influențează în permanență regimul modelării reliefului. În anumite condiții locale, prin salturi calitative, se depășește valoarea critică a stabilității versanților, declanșându-se procesele.

Temperatura medie anuală are valori cuprinse între 8,2-8,4° C, iarna valorile medii

coboară până la -3... -4° C (cu minime absolute până la -30° C), iar vara temperatura medie este cuprinsă între 18-19° C (cu maxime absolute ce se apropie de 37° C).

Precipitațiile medii multianuale au avut valori de 500-600 mm (la stația meteorologică Cluj-Napoca, situată la 363 m altitudine). În perioada 1970-1994 cantitatea medie de precipitații a fost de 573,3 mm, cu variații atât lunare cât și anotimpuale, exercitând o acțiune mai intensă sau mai slabă asupra versanților, micșorându-le progresiv stabilitatea. În intervalul 1896-1955, cantitatea medie anuală de precipitații a fost în Cluj-Napoca de 613 mm (față de 573,3 mm menționat mai sus pentru perioada 1970-1994). Numărul de zile cu precipitații este cuprins între 120-130, în semestrul cald căzând mai mult de 2/3 din cantitatea anuală.



Factori de vegetație

Pe terenul investigat în trecut erau asociații forestiere și silvostepice, reprezentate de către ecosistemul silvostepic endemic transilvan *Acer tatarica-Quercetum roboris petrae* (gorunete-stejărete cu arțar tătareșc). Fiind vorba despre un versant cu expoziție vestică, sunt caracteristice speciile xerofile, xeromezofile. Pe malul ravenei limitrofe alunecării de teren luată în studiu, apar asociații forestiere azonale, reprezentate de ecosistemele primare de sălcete, *Salicetum albae fragilis* și *Salicetum triandrae*.

Categoria de folosință actuală, în care se încadrează suprafața cu alunecări este pășunea, tipul de sol fiind negru de fâneață. Acest tip de

sol a evoluat pe o rocă mamă carbonatică sub o vegetație ierboasă abundentă. Este un sol rece, frecvent cu exces de apă, cu textură grea, structură degradată, iar în perioadele secetoase structura devine bolovănoasă, prismatică. Se caracterizează printr-un drenaj intern lent.

Înainte de amenajare, alunecarea de teren din câmpul experimental a avut o morfologie de tip glimee, cu o parte superioară sub formă de treaptă structurală. Alunecarea cu o suprafață de aproape două hectare și adâncime medie de 20-30 m a avut un microrelief în terase spre amonte și monticoli în aval. Pe întreaga suprafață s-au cartat 18 lacuri temporare, însumând 970 m².

Deoarece prin ravenare s-a redus acțiunea de susținere a orizonturilor superficiale, deluviale, situate pe malul stâng, se constată o mișcare sezonieră a acestora, atât în sensul general al pantei cât și perpendicular pe ravenă.

Diferențierile în dinamica deluvială sunt date de panta de evoluție a alunecării, de granulometria depozitelor de versant, de structura lor mineralogică, de starea lor de umectare (consecință a condițiilor pluviometrice și hidrologice), de gradul de încărcare naturală sau artificială a masei deluviale, precum și de intervențiile antropice asupra stării de echilibru a versantului.

Factorul antropic

În perimetrul studiat s-au amenajat și instalat experimente privind terenurile arabile (formă, pantă, viteză de scurgere, mod de consolidare etc.), eliminarea excesului de apă și lucrări de stabilizarea terenurilor alunecate și valorificarea lor prin culturi agricole.

Amenajarea câmpului experimental a început în anul 1976 și a durat până către sfârșitul anului 1979, în paralel făcându-se și anumite observații, determinări.

În urma restructurării categoriilor de folosință s-au înregistrat modificări față de situația inițială, atât privind suprafața diferitelor categorii, cât și prin apariția de noi categorii de folosință (ex. Debușee) și dispariția altora (tufăriș, teren neproductiv etc.). Restructurarea categoriilor de folosință, alături de agrotehnică antierozională diferențiată, are o pondere principală în ameliorarea și folosirea rațională a terenurilor agricole în pantă. Categoriile de folosință stabilite condiționează toate lucrările de amenajare, pe principiul interdependenței și al condiționării reciproce.

Pentru a se concentra scurgerea apelor, s-a procedat la nivelarea versanților, asigurând astfel o scurgere peliculară uniformă. Lucrările de uniformizare a versanților vizează desființarea formațiunilor negative incipiente ca șiroiri, șanturi, ogașe și chiar ravene, la fel și lacurile de glinee, folosindu-se volumele de pământ rezultat din formele pozitive (mici mameloane, frunți de alunecare etc.). Aceste nivelări, pe lângă rolul de prevenire și

combatere a eroziunii solului, au și rolul de a reda în circuit agricol unele terenuri neproductive și, în același timp, mărirea gradului de mecanizare a lucrărilor agricole.

Nivelarea s-a dovedit o lucrare eficientă și din punct de vedere al scurgerii apei pe versanți și prevenirea excesului de apă, prin înlăturarea microdepresiunilor.

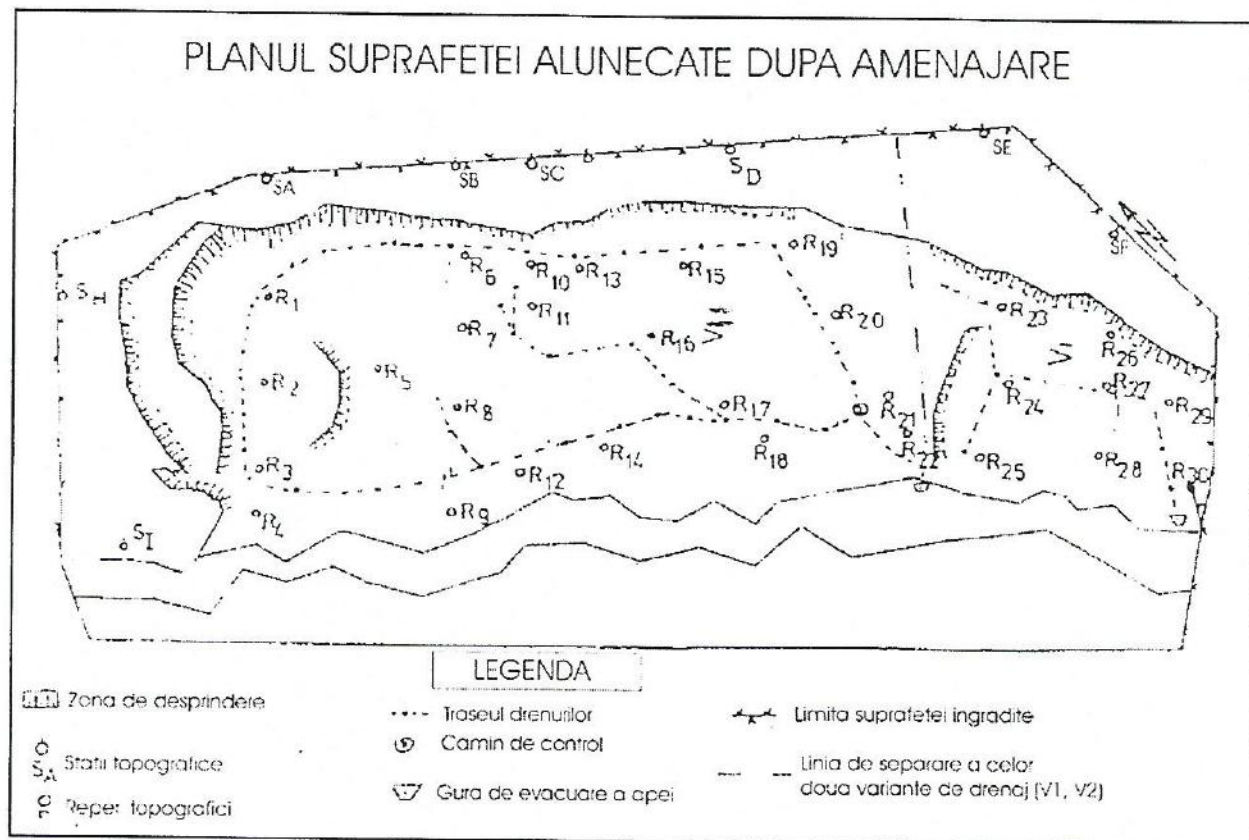
Realizarea terasetelor s-a făcut prin executarea, pentru început, de taluze prin săpături mecanice și înființarea benzilor înierbate, care au favorizat infiltrația apei peliculare, scursă de pe versanți. S-a redus astfel viteza scurgerilor de suprafață și, ca urmare, materialul solid transportat a fost depus în zona benzilor înierbate. De asemenea, realizarea terasetelor s-a făcut și prin executarea lucrărilor agrotehnice pe direcția generală a curbelor de nivel, cu aruncarea brazdelor spre aval. Cu ocazia arăturilor, ele vor deveni taluzuri amonte, formându-se în timp agroterasele. În scopul prevenirii eroziunii de suprafață și a reactivării alunecărilor este necesar ca, imediat după amenajare, terenul să fie înierbat. După câțiva ani de folosire ca fâneată, care contribuie la ameliorarea însușirilor solului și la fixarea terenului, suprafața alunecată poate fi redată categoriei de folosință căreia îi aparține, inclusiv la arabil.

Astfel, după șapte ani de folosire ca pajiște cultivată cu culturi pure și amestecuri de ierburi perene, în primăvara anului 1986 s-a trecut la valorificarea superioară a suprafeței alunecate din câmpul experimental, prin destelenirea acesteia în cea mai mare parte și trecerea, în acest fel, la categoria de folosință arabil. Destelenirea s-a făcut pe curba de nivel, între parcelele arate lăsându-se fâșii înierbate de diferite lățimi, impuse de existența diferitelor lucrări de artă în câmpul experimental și având, totodată, rolul de protejare a solului împotriva eroziunii.

Canalele de versanți sunt cele care intersectează apele din scurgerea superficială, iar pentru evacuarea dirijată și controlată a acestora s-au prevăzut debușeele. Panta longitudinală a acestor canale a fost astfel aleasă, ca viteza apei din canal să provoace atenuarea eventualelor aluvionări și să nu dezvolte organisme de eroziune în adâncime.

Drenuri de mică adâncime (1,2-1,5m) au fost construite pentru eliminarea excesului de apă, cu adâncimi mari (2-4 m) în cazul alunecărilor. Întrucât treimea inferioară a suprafeței luate în studiu este delimitată de restul suprafeței alunecate printr-o fâșie relativ stabilă, în lățime de 10-30 m, s-a considerat cele două suprafețe

ca variante distincte, lucru ce a permis să se experimenteze două tipuri de drenaj ca material drenant și ca mod de așezare în plan a liniilor de drenuri. Stabilirea traseului drenurilor în ambele variante s-a făcut pe cotele cele mai joase ale terenului, avându-se în vedere totodată, ca terenurile să intercepteze lacurile (fig. 2).



Varianta I de drenaj, executat în 1967 este din piatră de carieră și are o suprafață de 0,32 ha. S-a drenat prin două ramuri, în forma literei V sub zona de desprindere, continuate cu un dren pe mijlocul suprafeței.

Varianta II de drenaj tubular (drenaj din tuburi de material plastic), în suprafață de 1,33 ha, s-a executat în toamna anului 1978, un dren sub zona de desprindere, direcționat spre cele două ramuri laterale, dată fiind forma concavă a celor două zone de desprindere din partea amonte a suprafeței alunecate. Pe mijlocul variantei s-a executat un alt dren, pentru interceptarea lacurilor.

Pentru măsurarea separată a debitelor, s-au instalat două cămine de control, iar debitele totale sunt măsurate în două guri de evacuare în ravena limitrofă suprafeței alunecate. Ca material drenant filtrant s-a folosit balastul, în

strat de 0,35-0,40 m, peste care s-a așezat un strat de paie. Panta drenurilor variază în raport cu panta inițială a terenului, având valori de 4°-5°. Adâncimea de pozare a drenului, după nivelarea terenului, a fost de 1,5-2,9 m.

Din observațiile făcute rezultă că, în cele două variante de drenaj, drenurile funcționează bine. Sub aspect economic fiind de preferat drenajul cu tuburi din material plastic, care reduce foarte mult cheltuielile de manipulare și transport, precum și cele de manoperă și pozare.

Regularizarea infiltrațiilor este prin evacuarea dirijată a surplusului de apă de pe versanți. Canalele înclinate, fragmentând scurgerea peliculară, fac ca pe o anumită arie să se infiltreze numai o parte din precipitațiile căzute pe ea (fără a se supraumecta prin aport de apă scursă de pe terenurile din amonte).

*Deplasarea reperilor topografici pe verticală față de poziția inițială
(4 sep. 1979), în metrii (după V. Budiu)*

Tabelul 1

Nr. reper	Anii										
	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
R11	-0.044	-0.066	-0.087	-0.110	-0.077	-0.093	-0.106	-0.070	-0.102	+0.043	-0.038
R2	-0.036	-0.095	-0.047	-0.043	-0.029	-0.026	-0.042	+0.016	-0.019	+0.089	-0.021
R3	-0.034	-0.082	-0.106	-0.093	-0.087	-0.078	-0.106	-0.070	-0.077	-0.011	-0.076
R4	-0.069	-0.299	-0.331	-0.330	-0.328	-0.317	-0.356	-0.319	-0.323	-0.265	-0.325
R5	-0.060	-0.205	-0.155	-0.193	-0.188	-0.197	-	-	-	-	-
R6	-0.041	-0.095	-0.159	-0.135	-0.127	-0.138	-0.152	-0.123	-0.157	-0.095	+0.012
R7	-0.016	-0.086	-0.100	-0.091	-0.090	-0.082	-0.099	-0.076	-0.096	-0.023	+0.047
R8	+0.024	-0.039	-0.052	-0.039	-0.037	-0.055	-0.060	-0.032	-0.039	+0.034	+0.076
R9	-0.019	-0.073	-0.143	-0.120	-0.117	-0.149	-0.137	-0.102	-0.112	-0.067	-0.005
R10	-0.061	-0.138	-0.205	-0.203	-0.189	-0.196	-0.325	-0.202	-0.237	-0.181	-0.021
R11	-0.035	-0.094	-0.134	-0.118	-0.123	-0.137	-0.157	-0.136	-0.160	-0.101	+0.031
R12	-0.030	-0.060	-0.104	-0.080	-0.119	-0.126	-0.112	-0.092	-0.080	-0.023	+0.087
R13	-0.021	-0.087	-0.177	-0.154	-0.147	-0.138	-	-	-	-	-
R14	+0.008	+0.275	+0.221	+0.249	+0.225	+0.220	+0.264	-0.271	+0.247	+0.274	+0.438
R15	-0.008	-0.063	-0.140	-0.110	-0.098	-0.113	-0.127	-0.109	-0.124	-0.113	+0.170
R16	+0.012	-0.050	-0.072	-0.044	-0.056	-0.051	-0.078	-0.065	-0.051	-0.025	+0.173
R17	-0.012	-0.082	-0.114	-0.101	-0.107	-0.100	-0.103	-0.096	-0.070	-0.106	+0.113
R18	-0.100	-0.295	-0.342	-0.351	-0.350	-0.355	-0.397	-0.369	-0.373	-0.418	-0.198
R19	-0.049	-0.111	-0.182	-0.195	-0.186	-0.198	-0.259	-0.234	-0.266	-0.258	+0.074
R20	-0.031	-0.125	-0.178	-0.171	-0.165	-0.191	-	-	-	-	-
R21	-0.007	-0.111	-0.148	-0.155	-0.145	-0.143	-	-	-	-	-
R22	+0.006	-0.080	-0.111	-0.115	-0.107	-0.105	-	-	-	-	-
R23	-0.047	-0.155	-0.211	-0.252	-0.241	-0.244	-0.220	-0.261	-0.282	-0.341	+0.103
R24	-0.059	-0.240	-0.265	-0.290	-0.295	-0.292	-0.287	-0.322	-0.342	-0.437	+0.025
R25	-0.045	-0.358	-0.425	-0.444	-0.452	-0.459	-0.440	-0.461	-0.456	-0.600	-0.092
R26	+0.001	-0.115	-0.170	-0.196	-0.188	-0.182	-0.169	-0.203	-0.218	-0.299	+0.233
R27	-0.016	-0.163	-0.208	-0.227	-0.244	-0.221	-0.210	-0.266	-0.270	-0.375	+0.146
R28	-0.025	-0.152	-0.165	-0.195	-0.205	-0.188	-0.183	-0.208	-0.227	-0.350	+0.197
R29	+0.009	-0.129	-0.146	-0.193	-0.202	-0.182	-0.171	-0.199	-0.216	-0.336	+0.245
R30	+0.007	-0.102	-0.147	-0.200	-0.198	-0.168	-0.188	-0.214	-0.238	-0.358	+0.284
Media	-0.027	-0.115	-0.153	-0.156	-0.156	-0.157	-0.165	-0.158	-0.171	-0.174	+0.067

Apariția fenomenelor de alunecare presupune depășirea unui prag al condițiilor de echilibru. Pe terenurile cu potențial de alunecare orice exces de umiditate, fie chiar și în mod temporar, periclitează echilibrul versantului. În acest context, orice lucrare care determină pătrunderea unui volum mare de apă în masa deluvială, poate constitui o condiție favorabilă pentru ruperea echilibrului. Prin urmare: se fac lucrări de amenajare, care să permită evitarea

excesului de umiditate; se aplică o agrotehnică diferențiată și anume aratul să se execute în direcția generală a curbei de nivel cu deplasarea brazdelor în amonte; se nivelează suprafața terenului, astfel că versantul va avea o înclinație în sensul pantei, apa de suprafață având posibilitatea de scurgere peliculară.

Eliminarea excesului de apă subterană se realizează prin sistemul de drenaj închis. Drenurile absorbante, fiind amplasate imediat

**Deplasarea reperelor topografici pe orizontală față de poziția inițială
(4 sep. 1979), în metri (după V. Budiu)**

Tabelul 2

Nr. reper	Anii										
	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
R1	0.177	0.633	0.647	0.669	0.670	0.677	0.666	0.673	0.697	0.739	0.747
R2	0.178	0.632	0.652	0.667	0.673	0.685	0.686	0.693	0.722	0.742	0.749
R3	0.134	0.512	0.532	0.543	0.547	0.545	0.557	0.558	0.579	0.559	0.601
R4	0.091	0.461	0.480	0.491	0.492	0.499	0.488	0.483	0.513	0.509	0.531
R5	0.240	0.653	0.689	0.693	0.706	0.749	-	-	-	-	-
R6	0.255	0.683	0.733	0.740	0.770	0.881	0.799	0.809	0.855	0.887	0.896
R7	0.300	0.769	0.824	0.834	0.861	0.909	0.900	0.913	0.966	1.018	1.020
R8	0.271	0.678	0.725	0.739	0.771	0.818	0.807	0.847	0.900	0.934	0.945
R9	0.196	0.567	0.602	0.613	0.642	0.683	0.690	0.709	0.755	0.791	0.801
R10	0.274	0.699	0.750	0.765	0.786	0.841	0.856	0.863	0.919	0.958	0.965
R11	0.296	0.740	0.786	0.800	0.820	0.873	0.893	0.901	0.959	1.000	1.002
R12	0.219	0.587	0.637	0.648	0.670	0.722	0.795	0.753	0.811	0.856	0.866
R13	0.179	0.455	0.501	0.507	0.537	0.563	-	-	-	-	-
R14	0.240	0.208	0.252	0.274	0.308	0.356	0.314	0.332	0.401	0.442	0.457
R15	0.220	0.656	0.606	0.616	0.640	0.683	0.701	0.706	0.762	0.785	0.785
R16	0.391	0.595	0.629	0.639	0.667	0.710	0.717	0.721	0.765	0.802	0.809
R17	0.104	0.306	0.345	0.351	0.374	0.397	0.382	0.401	0.421	0.443	0.443
R18	0.116	0.296	0.322	0.340	0.351	0.380	0.400	0.413	0.417	0.435	0.445
R19	0.115	0.268	0.289	0.301	0.304	0.334	0.363	0.351	0.389	0.385	0.387
R20	0.151	0.356	0.368	0.378	0.390	0.422	-	-	-	-	-
R21	0.156	0.391	0.411	0.422	0.447	0.457	-	-	-	-	-
R22	0.154	0.383	0.393	0.406	0.425	0.453	-	-	-	-	-
P23	0.253	0.618	0.676	0.682	0.722	0.766	0.773	0.791	0.857	0.901	0.904
R24	0.241	0.598	0.649	0.663	0.701	0.740	0.741	0.757	0.822	0.871	0.884
P25	0.338	0.909	0.994	1.005	1.038	1.087	0.109	1.113	1.198	1.246	1.253
R26	0.182	0.431	0.467	0.474	0.491	0.519	0.526	0.541	0.601	0.634	0.636
R27	0.215	0.518	0.578	0.587	0.612	0.655	0.689	0.695	0.783	0.824	0.830
R28	0.213	0.527	0.580	0.596	0.617	0.653	0.662	0.669	0.752	0.789	0.792
R29	0.158	0.393	0.438	0.445	0.473	0.497	0.502	0.516	0.580	0.610	0.614
R30	0.131	0.333	0.366	0.375	0.395	0.411	0.413	0.424	0.481	0.508	0.512
Media	0.206	0.525	0.564	0.575	0.597	0.630	0.657	0.665	0.726	0.747	0.755

amonte de lacurile sau a resurselor de apă vor capta apele subterane, împiedicând astfel ieșirea la zi, și astfel asanând terenurile din aval. Apa captată prin drenurile absorbante se disipează în drenurile colectoare, proiectate pe linia de cea mai mare pantă. Reducerea pantei longitudinale a drenurilor colectoare la 2-3° se face prin cămine de ruperi a pantei, care servesc ca și cămine de vizitare. Drenurile absorbante s-au proiectat cu panta de 1-2°, suficientă ca să se ferească drenurile de colmatare, dar în același timp viteza apei din drenuri rămâne sub viteza care ar produce deteriorarea lui.

Pentru asigurarea "liniștii" suprafeței alunecate și a bunei desfășurări a cercetărilor, s-a împrejmuit întreaga suprafață (31 ha), inclusiv partea ravenei de la limita alunecării, însămânțându-se în primăvara 1979 cu ierburi perene.

O ultimă lucrare de amenajare a câmpului experimental a constituit-o executarea, în toamna anului 1979, a 21 puțuri de observații hidrogeologice, pentru studiul apelor subterane în relație cu masa alunecată.

Analizând evoluția nivelurilor la aceea măsurare, se constată că, în medie, aceasta este

cu atât mai ridicată, cu cât puțurile sunt mai îndepărtate de drenuri sau de ravena limitrofă, sau sunt amplasate în locul fostelor lacuri de glimee (adâncimea apei menținându-se în majoritatea timpului la peste 3000 cm).

Evoluția arealului cu alunecări după remodelarea versantului

Datele din tabelele 1 și 2 ne evidențiază faptul că, în decursul celor 11 ani (1980-1990), reperii topografici s-au deplasat față de poziția inițială (4 sept. 1979) în medie cu +0,775 m pe

plan orizontal (variind între limitele 0,387 și 1,253 m) și între 0,438 și -0,325 m, pe plan vertical.

Pe parcursul unui an reperii cu deplasările cele mai mari sunt amplasați în vecinătatea unor concentrări de apă (foste lacuri înainte de drenare, ravenă), iar deplasările cele mai reduse se observă la reperii amplasați de-a lungul drenurilor și a padinilor de sub zona de desprindere. Valorile privind deplasarea reperilor se modifică de la an la an, în funcție de mersul din punct de vedere a precipita (tabelul 3).

Valorile deplasărilor medii anuale ale reperilor topografici (m) și calificativele anilor hidrologici sub aspect pluviometric

Tabelul 3

Anii hidrologici		1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
Perioada rece		VD	ER	ER	ED	ED	N	N	ED	ER	ED	ED
Perioada de vegetație		YR	ED	YD	ED	N	N	YD	LTD	VD	YR	ED
Anul		LTR	N	N	ED	D	N	D	YD	N	N	ED
Deplasări	H	0.206	0.319	0.039	0.011	0.022	0.033	0.027	0.008	0.051	0.031	0.008
medii anuale	Y	-0.027	-0.088	-0.038	-0.003	0.000	-0.001	-0.008	+0.007	-0.013	-0.003	+0.241

Legendă:

ER = excesiv de ploios

VR = foarte ploios

R = ploios

LTR = mai puțin ploios

N = normal

LTD = puțin mai secetos

D = secetos

VD = foarte secetos

ED = excesiv de secetos

H = orizontal

V = vertical

Cei 11 ani în timpul cărora au fost executate măsurătorile, au fost relativ secetoși. Din punct de vedere al precipitațiilor din cei 11 ani 5 pot fi considerați normali, 5 secetoși și foarte secetoși sau excesiv de secetoși și numai un singur an a fost mai puțin ploios. Această situație este reflectată și în deplasarea anuală a corpului deluvial. Cea mai mare deplasare pe orizontală a fost măsurată în 1981, în urma precipitațiilor bogate din anul precedent, respectiv datorită topirii zăpezii în primăvara anului 1981. Tot în această primăvară au fost semnalate surpări și reactivări, majoritatea lor declanșându-se în zona de desprindere. Reperii nr. 14 și 25, care sunt situați de-a lungul acestei zone de desprindere, în anul următor au prezentat valori ale deplasării mai ridicate față de celelalte repere. Trebuie menționat faptul că în anul 1981 pe întreg teritoriul României au

fost semnalate valori mai ridicate ale deplasărilor pe alunecările investigate, ca o consecință a excesului pluviometric.

După 1981 deplasarea reperilor a prezentat, în general, valori mai reduse, ceea ce ne sugerează o tendință de echilibru dinamic în evoluția alunecării. Analizele din perioada respectivă ne arată clar, că valoarea de deplasare a reperilor depinde de regimul pluviometric. Deplasările orizontale cele mai reduse fiind semnalate în anii excesiv de secetoși și foarte secetoși (1983, 1987, 1990). Deplasările pe verticală nu depind însă în toate cazurile de regimul precipitațiilor. În anii foarte secetoși deplasările pe orizontală au fost neglijabile, în timp ce deplasările pe verticală au înregistrat valori ridicate. În mod surprinzător, deplasările măsurate în anii secetoși ne arată o tendință pozitivă. Acest lucru se poate explica prin

procesul de uscare puternică a stratelor de marnă și argila din adâncime care deplasează reperii în sus. Acest fenomen, înregistrat în fiecare an secetos, a prezentat cele mai ridicate valori în ultimul an de observație (1990), când deplasarea față de anul precedent a fost de 0,241 m. Valorile deplasării cresc din imediata vecinătate a zonei de desprindere spre baza alunecării, astfel meat ultimii 6 reperi din aval au prezentat deplasări cuprinse între 0,508 și 0,642 m.

Această "creștere sau descreștere" a reperilor pe verticală se poate însă pune și pe seama mișcărilor de tip creep, mai pregnante în partea bazală a versantului, dar și pe schișarea unor microareale de exces de umiditate din depozitele alternante cu microareale cu drenaj bun și foarte bun.

Concluzii

Rezultatele cercetărilor evidențiază faptul că, în urma amenajării terenului alunecat prin drenare și nivelare, precum și prin aplicarea unor tehnologii de cultură specifice terenurilor în pantă, deplasările în plan orizontal și vertical ale masei alunecate se reduc simțitor, existând tendința de stabilizare în timp a terenului, respectiv de înscriere a acestuia în condiția de echilibru elastic al versantului din care face parte.

BIBLIOGRAFIE

- BUDIU, V., MUREȘAN, D. (1992), *Rezultatele experimentale privind stabilizarea terenurilor alunecătoare*, Buletinul Univ. de Șt. Agricole, Agricultură și Horticultură, 46, Cluj-Napoca.
- BUDIU, V. (1993), *Tehnici și tehnologii în amenajarea terenurilor agricole amenajate*, Buletinul Univ. de Șt. Agricole, Agricultură și Horticultură, 47, Cluj-Napoca.
- ICHIM, I., SURDEANU, V., RĂDOANE, M. (1985), *Cercetări privind procesele de versant din zona unor lacuri de acumulare din Podișul Moldovei*; Lucr. Stațiunii de cercetări "Stejarul" Piatra Neamț, 8, Geografie.
- MAC, I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Edit. Academiei, București.
- MAC, I., MORARIU, T., *Regionarea geomorfologică a teritoriului orașului Cluj și împrejurimilor*, Studia Univ. "Babeș-Bolyai", Seria Geografie-Geologie.
- MORARIU, T., GÂRBACEA, V. (1969), *Studii asupra proceselor de versant din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Univ. "Babeș-Bolyai", Seria Geografie-Geologie, fas. I, Cluj.
- SURDEANU, V. (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Edit. Presa Univ. Clujană, Cluj-Napoca.
- SURDEANU, V., MAC, I., CORINA MICORICI (1998), *Procese de modelare în Depresiunea Transilvaniei*, Anal. Univ. "D. Cantemir", Științe socio-umane, II, Tg. Mureș.
- *** SIMPOZION, *Exploatarea intensivă a terenurilor agricole în pantă*, I-II, Cluj-Napoca.

*Facultatea de Geografie
Universitatea „Babeș-Bolyai”
Cluj Napoca*

CONTRIBUȚII GEOMORFOLOGICE LA STUDIUL MEDIULUI ÎNCONJURĂTOR

Mihaela DINU¹, Adrian CIOACĂ²

Cuvinte cheie: procese geomorfologice, environnement, activitate umană

The major environmental factor immediately perceived, is obviously the relief. The diversity of its forms is suggestive of both its temporal build-up under the action of other factors and of its modelling by present-day geomorphic processes. Relief studies, therefore, ought to depict it as a basic environmental component – the groundwork of all the other elements, and point out the areas favourable to human activity. At the same time, any approach should highlight the dangers of the inadequate placement of buildings, roads, electrical networks, underground pipes and cables, crops etc. Geomorphic studies must indicate the threshold beyond which human action can change the environmental factors, and focus on the relief's carrying-capacity. The main interest of Romanian research in the last decades has been to observe the relief in close correlation with the other environmental factors; complex landscape investigations date back to the early 20th century. At present, numerous grants offered by outstanding users are being fulfilled under international environmental research programmes. With a view to a fruitful collaboration among researchers in practical studies around the country, coordinating this working trend devolves on a commission of the Romanian Association of Geomorphologists.

Introducere

În România, ca și în alte regiuni ale globului, pe măsură ce activitățile socio-economice s-au dezvoltat, impactul acestora asupra mediului înconjurător a generat numeroase dezechilibre în relațiile dintre componentele mediului. La început acestea au fost ne semnificative, dar pe măsură ce societatea a evoluat și ele au cunoscut o tot mai mare intensificare și diversificare, aceasta a devenit o problemă. În același ritm, dezechilibrele ivite au fost doar sporadic consemnate de la sfârșitul secolului XIX, fără a fi luate în seamă într-atât încât să genereze o anumite direcție de cercetare. De abia când au apărut primele semne că mediul are un echilibru fragil, concomitent cu sporirea interesului real manifestat pentru starea mediului înconjurător, s-a ajuns după aproape un secol la necesitatea conștientizării societății și în primul rând a factorilor ei de decizie. Tehnologizarea activităților impusă de dezvoltarea economică, ritmul apariției și dezvoltării industriei din a doua jumătate a secolului trecut și mai ales "industrializarea forțată" din deceniile 7-9, în

cazul țării noastre, a generat nu odată, efecte negative grave asupra mediului, care multă vreme au fost neglijate.

Etapele implicării studiilor geomorfologice românești în cercetarea mediului

Mediul natural a ocupat la nivelul țării suprafețe terestre mari, mai ales în regiunea montană și în dealurile înalte, pe întinderile de ape ale Deltei Dunării și bălților ei. Pe măsură ce populația a crescut (față de 1912 populația actuală aproape s-a dublat) mediul a fost *transformat de om*: s-a extins aria ocupată de așezări, pe locul unor suprafețe forestiere s-au instalat terenuri agricole din care o bună parte cultivate, exploatarea miniere din subteran ca și cele de la suprafață au schimbat înfățișarea reliefului, industriile de toate felurile au fost amplasate oriunde din rațiuni economice și nu ecologice etc. Astfel, mediul natural a fost transformat, într-un mediu nou, antropizat, care nu totdeauna a fost calitativ superior celui original. Dimpotrivă, azi noțiunea de mediu

antropizat este adesea sinonimă cu cea de mediu degradat, iar problema *environmentului* a devenit în multe regiuni ale Terrei, ca și în România, o problemă de stat. În acest fel, s-a cristalizat nu numai conceptul universal de mediu înconjurător, dar geografiei i s-au deschis noi căi de afirmare în sistemul științelor contemporane: cercetarea factorilor de mediu.

Punctul de vedere al școlii geografice românești, formulat de Simion Mehedinți (1931) încă de la începutul secolului trecut, prin definiția sistemică și dialectică dată geografiei, a fost dezvoltat de cele mai ilustre figuri de geografi, cu preocupări importante în valorificarea relației dintre cercetarea geografică și a mediului înconjurător: Emm de Martonne, G. Vâlsan, C. Brătescu, V. Mihăilescu (1976), P. Coteț (1979), Roșu A. (1987), V. Tufescu (1986) etc.

De la cercetările geografice complexe, de peste un secol, s-a trecut treptat spre cercetări specializate pe componentele mediului geografic (relief, aer, apă, vegetație, soluri), iar dintre acestea se observă o precumpănire a cercetărilor geografice asupra reliefului. Această direcție nouă în geografia românească a avut ca efect dezvoltarea conceptului că relieful are rolul de suport pentru ceilalți factori de mediu, din care decurg chiar interrelațiile dintre aceștia. În cadrul Institutului de Geografie al Academiei Române și în toate centrele universitare din țară în care învățământul geografic are tradiții (București, Iași, Cluj) sau în cele apărute în ultima parte a secolului trecut (Oradea, Suceava, Timișoara, Craiova), atracția spre cercetarea reliefului, ca suport al celorlalți factori de mediu a devenit precumpănitoare. Cum sistemele geografice sunt, poate, cele mai complexe sisteme teritoriale, cercetarea efectelor indirecte pe care le au procesele geomorfologice asupra mediului înconjurător, se circumscriu, din acest punct de vedere, acestora.

În condițiile transformărilor economice actuale, a apărut necesitatea expresă ca geografia să fie mai mult implicată în soluționarea problemelor de mediu. În acest context, geomorfologiei îi revine nu numai sarcina clasică *de a analiza relieful sub aspectul*

vârstei, evoluției formelor și a proceselor care l-au creat, ci mai ales rolul contemporan *de a se implica în studierea raportului dintre relief și ceilalți factori de mediu*. Una din principalele preocupări ale geomorfologiei contemporane, căreia ne-am dedicat cercetările din ultimele decenii, este aceea de a stabili gradul de favorabilitate a reliefului pentru activitățile socio-economice, de a evalua potențialul de hazard pe care-l pot avea procesele geomorfologice actuale și astfel de a avertiza asupra pericolelor la care se expun cei ce nu iau în calcul riscul amplasării întâmplătoare a activităților socio-economice. În acest sistem complex, nu trebuie omis *rolul omului, ca parte integrantă a mediului înconjurător, de a acționa, dar și de a suporta efectele factorilor de mediu*.

Relieful - suport și dominantă a celorlalți factori ai mediului înconjurător – Contribuții românești

Dacă într-un trecut nu prea îndepărtat, prioritare erau direcțiile cunoașterii și cercetării reliefului sub aspectul suprafețelor de nivelare și a teraselor, al evoluției rețelei hidrografice prin captări, al geomorfologiei climatice, al analizei depozitelor corelative, etc., începând cu cea de a doua jumătate a secolului trecut, **cercetarea reliefului în contextul poziției sale "între natură și societate"** a devenit o necesitate absolută. Această nouă preocupare a izvorât din **nevoile practice ale societății**, dar și din interesul acesteia de a găsi **o cale de armonizare a dezvoltării durabile pe un spațiu care se dovedește a fi atât de fragil**. La început, s-au impus problemele *geomorfologiei aplicative (aplied geomorphology)*, apoi în strânsă legătură cu aceasta *procesele geomorfologice actuale*, iar în perioada contemporană hazardele și riscurile geomorfologice. Astăzi, preocuparea societății pentru integrarea sa într-un mediu înconjurător capabil să accepte, până la o anumită limită, intervenția antropică, a condus la "redescoperirea" geografiei ca știință al cărei obiect îl constituie tocmai relațiile dintre factorii de mediu (Mihăilescu, 1976; Posea, 1976; Roșu, Ungureanu, 1977; Roșu, 1987).

În România, aceste noi orientări ale cercetării geomorfologice au găsit nu numai un teren favorabil prin însăși fragilitatea reliefului, dar s-au conturat aproape concomitent cu preocupările pe plan internațional. Contactele cu reprezentanții celor mai novatoare școli geomorfologice au găsit la noi un teren rodnic, idei și concepții asemănătoare, care s-au integrat perfect interesului general al progresului geomorfologiei ca știință. Una din direcțiile la care cercetarea geomorfologică din țara noastră și-a adus o relevantă contribuție la concepțiile și realizările noi puse în evidență pe plan internațional, a fost aceea a studiilor referitoare la *relief ca suport al celorlalte componente ale mediului înconjurător* (Badea et. al., 1977; Badea, 1994; Dinu, 1997 etc.). Relieful constituie o resursă deosebit de importantă pentru activitățile umane ceea ce determină necesitatea cunoașterii funcției sale de component de bază și suport al unui ansamblu teritorial.

Cunoașterea geografică a mediului înconjurător trebuie "*să se sprijine pe cercetarea și cunoașterea reliefului, factorul geografic cu dezvoltare azonală și în altitudine, cel care constituie suportul ansamblurilor geografice și determină întreaga diversitate regională și locală*" (Badea, 1994).

Relieful, ca și celelalte componente naturale ce alcătuiesc *suportul ecologic* - substrat geologic, apă, aer, sol, a fost considerat multă vreme a avea valențe infinite, inepuizabile și chiar regenerabile și a fost tratat ca atare. Totuși, deși nu a existat o preocupare a societății pentru protecția și conservarea lui, relieful, prin rolul său a beneficiat de studii mai multe și mai bine fundamentate decât ceilalți factori de mediu (exprimată de literatura geomorfologică românească din ultimele patru decenii).

Modificările reliefului, determinate de factori naturali sau antropici sunt, comparativ cu ale celorlalți factori de mediu, cele mai persistente în timp. Starea anterioară nu mai poate fi atinsă, ci se trece la o altă cât mai apropiată posibil de un nou echilibru. De aceea este important ca studiul mediului înconjurător să înceapă cu *evaluarea potențialului actual al*

reliefului, a condițiilor geomorfologice în care se desfășoară procesele actuale de degradare. Acesta dă măsura posibilităților limitate a utilizării lui, de care trebuie să țină seama amenajarea lui (planning) în vederea prevenirii pierderii echilibrului.

Categoriile de studii geomorfologice s-au diversificat în funcție de necesitățile cercetării mediului:

1. *Cunoașterea potențialului ecologic al reliefului în vederea amenajării teritoriului.* Pentru orice regiune, studiile de mediu încep prin inventarierea și evaluarea parametrilor suportului teritorial (Roșu, Ungureanu, 1977; Ielenicz, Pătroescu, 1976). Chiar dacă inițial (anii '70), aceste studii nu au fost direcționate spre cercetarea mediului, ele sunt utilizate astăzi pentru evaluările de mediu. Studii în vederea amenajării teritoriului în România s-au elaborat începând din deceniile 6-7 ale secolului trecut cu precădere pentru localitățile urbane în creștere sau pentru cele rurale pe cale de a deveni orașe ca urmare a industrializării. După 1990 se observă o creștere a interesului pentru sistematizarea satelor (majoritatea nesistematizate).

Relațiile complexe dintre "environment" și "planning" în România trebuie să țină seama de condițiile reliefului (peste 2/3 din teritoriu este ocupat de dealuri, podișuri și munți cu versanți afectați de procese geomorfologice active), dar în același timp să se alinieze la cerințele internaționale actuale. Transformările produse în societatea românească după 1990 arată o schimbare pozitivă a atitudinii autorităților în această problemă dar mai ales un interes crescut din partea specialiștilor și a populației.

2. *Dinamica proceselor geomorfologice actuale de versant și de albie* determină efecte din cele mai nefavorabile pentru economie și pentru așezările omenești situate în Subcarpați (Bălțeanu, 1983; Cioacă, 1997; Dinu, 1996; Popescu, 1978; Ielenicz, Mihai, 1999), Carpați (Cioacă, 1968; Mac, 1992; Urdea, 1999; Surdeanu, 1999; Rădoane et al., 1999), Podișul Transilvaniei (Grecu, Josan, 1995; Josan, 1997;), Podișul Moldovei (Bojoi, 1994; Dinu,

Cioacă, 1997, Ioniță, 2000), Piemontul Getic (Popescu, 1982) etc.

3. *Studiul hazardelor și riscurilor geomorfologice în cercetarea mediului* Relieful și transformările sale cele mai nesemnificative pot fi sesizate de către geomorfologi. În schimb, marea majoritate a populației percepe doar schimbările bruște, care afectează drastic relieful, cele ce au o intensitate mare și se produc în arii populate, afectând direct viața locuitorilor (efectele cutremurelor, ale inundațiilor). Deci doar atunci când procesele naturale de degradare a reliefului devin hazarde geomorfologice și aduc daune societății. Prin impactul lor asupra tuturor celorlalte componente (abiotice și biotice), prin faptul că sunt supuse repetabilității, prin intensitate și marea răspândire se află tot mai mult în atenția celor care gestionează problemele de mediu.

Riscul geomorfologic este definit în legătură cu o serie de factori naturali (climatici, seismici) și socio-economici. Hărțile hazardelor și riscului geomorfologic au fost întocmite în scopul amenajării spațiilor urbane și rurale și amplasării căilor de comunicație. În România, Subcarpații sunt considerați una dintre regiunile cu cea mai mare presiune antropică dar și cea mai expusă hazardelor (alunecări, curgeri de noroi, căderi de pietre, prăbușiri) și riscurilor geomorfologice. De aceea regiunea a suscitat interes și există numeroase studii de caz pentru evaluarea hazardelor și riscurilor naturale (Bălțeanu, Cioacă, Dinu, 1989; Bălțeanu et al. 1994; Cioacă et al., 1993; Dinu, 1999; Dinu, Cioacă, 2000;). Acestea, fără excepție, subliniază ideea cunoscută că, determinarea condițiilor geomorfologice de producere a hazardelor naturale înregistrate anterior este mai puțin costisitoare decât reabilitarea ulterioară a terenurilor și așezărilor afectate. Acest deziderat este foarte greu de introdus în planurile autorităților și chiar a populației locale. Doar când acești factori de decizie locali se vor implica real, atunci cunoașterea anterioară a stării reliefului va face posibilă prevenirea, diminuarea și pe cât posibil combaterea producerii lor.

4. *Modificări ale reliefului produse de activitățile umane: —exploatarea resurselor*

subsolului (lignitul) și implicațiile asupra mediului. Acestea provoacă cele mai ample modificări ale mediului, cele mai profunde și care se păstrează un timp îndelungat (Cioacă, Dinu, 1995, 1996, 1998, 1999, 2000; Dinu et al., 1997; Dinu, Cioacă, 1998).

5. *Definirea arealelor cu mediu critic — ireversibil și reversibil pentru județul Argeș* (Dinu, Cioacă, 1998).

6. *Modificarea utilizării terenurilor și efectele asupra reliefului.* Transformarea pădurilor în terenuri agricole, a pădurilor, pășunilor și terenurilor agricole în perimetre construite și drumuri; înlocuirea unor culturi cu altele au efecte imediate sau întârziate asupra proceselor de modelare actuală a reliefului (Bălțeanu, Cioacă, Dinu; Dinu, 1996, 1998, 2000).

7. *Cercetarea stării actuale a ariilor protejate* (Cioacă et al., 1999)

Rezervațiile naturale din județul Brașov au fost cercetate de noi în anii 1998-99, printr-un contract de cercetare-proiectare încheiat cu Consiliul Județean Brașov. În acest cadru sunt definite geosistemele din cuprinsul județului Brașov în raport cu treptele de relief; motivația delimitării unei mari varietăți de arii protejate; s-a elaborat harta județului Brașov cu localizarea tuturor rezervațiilor din lista menționată pe unități de relief, la scara 1: 200 000; 2), contractul de proiectare cuprinde un studiu detaliat al fiecărei rezervații, însoțit de hărți la scară mare, schițe și fotografii, care să prezinte starea actuală dar și propuneri pentru o mai bună conservare a elementelor ce fac obiectul ocrotirii, și recomandări pentru o integrare controlată în circuitul turistic cultural sau în activitățile școlare instructive.

Evoluția recentă a mediului în Județul Prahova, a constituit tema unui grant cu Agenția Națională pentru Știință, Tehnologie și Inovații, în anul 1998. Studiul s-a justificat prin aceea că în acest județ, au avut loc modificări ale factorilor de mediu ca urmare a unei îndelungate presiuni antropice (teritoriul județului Prahova suportă pe 2% din suprafața țării cea mai mare densitate de populație din țară), iar concentrarea acestei presiuni în câteva areale le-a transformat în areale cu mediu critic.

În același timp, exploatarea unor resurse de subsol de importanță națională (exploatarea petrolului are tradiții de peste un secol și jumătate), a generat, în timp, modificări substanțiale ale mediului în totalitatea sa.

Pornind de la o analiză detaliată a factorilor de mediu la nivelul județului, am consemnat pe materiale cartografice de sinteză principalele lor particularități. Pentru o corectă evaluare a acestora, am acordat o atenție aparte, arealelor în care sensibilitatea reliefului coincide cu o degradare a celorlalți factori de mediu, iar datele actualizate, au fost extinse prin metoda corelării statistice (realizat în cadrul sectoarelor de climatologie și hidrogeografie din institutul de geografie) și asupra arealelor unde înregistrarea datelor hidroclimatice lipsesc în ultima vreme. În sprijinul celor de mai sus, studiul factorilor de mediu pe județ a fost completat cu observații repetate staționare la câteva situații de caz: Breaza, Telega, Melicești, Slănic, precum și observații expediționare pe principalele văi ce traversează mediul montan, subcarpatic și de câmpie: Prahova, Doftana și Teleajen.

Județul Prahova cuprinde o diversitate de trepte de relief, de la munții înalți de peste 2 500 m, dealurile și depresiunile subcarpatice până la câmpiile piemontane înalte și câmpiile de subsidență (sub 100 m), ce poartă amprenta mai multor sisteme de modelare (glaciar, periglaciar, fluvio-glaciar, fluvial), succedate în timp și spațiu. Sistemele morfogenetice au suferit în timpul evoluției generale a reliefului pendulări de la nord spre sud astfel că unele areale (munții, dealurile subcarpatice și piemontane) au înregistrat suprapunerea mai multor astfel de sisteme. Relațiile între transformările morfogenetice și modificările climatice sunt evidente în acest spațiu fără a putea să precizăm dacă ele s-au petrecut sincron sau decalat, dar evident în strânsă corelație.

Cele trei trepte de relief au o proporție aproape egală exprimată într-o mare varietate de factori fizico-geografici.

Unitățile de relief sunt sculptate într-o varietate de roci cu structuri complexe: rocile flișului cretacic - paleogen specifice structurilor montane (conglomeratele de Bucegi stratele de Sinaia); depozitele mio-pliocene de molasă

cutate ale Subcarpaților; depozitele levantin - cuaternare din câmpiile piemontane înalte și din cele de subsidență. Din punct de vedere structural se evidențiază zona internă paleogen-miocenă cutată și faliată cu încălecări tectonice și zona externă sarmațian-cuaternară, cu anticlinale sinclinale și cute diapire. Partea sudică, câmpia este alcătuită din depozite fluvio-lacustre și continentale (pietrișuri, nisipuri, luturi, loess).

Condițiile climatice reflectă etajarea normală din Carpați și Subcarpați. Dintre acestea, repartiția cantităților anuale de precipitații este conformă treptelor de relief, cu diferențe de circa 1000 mm între câmpia joasă (400-500 mm) și culmile munților înalți (peste 1 400 mm). Variațiile lor temporale joacă un rol important în producerea unor fenomene cu caracter de hazard - inundații, alunecări. Acestea se produc sezonier cu intensități mai mari odată la 3-4 ani și afectează văile principale din zona montană și subcarpatică.

Pe teritoriul județului (4694 kmp), există o mare varietate de condiții biopedogeografice. Vegetația și solurile au particularitățile unui eșantion reprezentativ pentru sudul țării. Etajele de vegetație urmează treptele altitudinale cu păduri de stejar în câmpie, urmate de fag și conifere, deasupra cărora apar pajiștile alpine degradate. Vegetația a suferit modificări prin reducerea suprafețelor împădurite în favoarea pajiștilor și a terenurilor agricole. Harta solurilor arată marea varietate a categoriilor de soluri zonale și azonale.

Utilizarea terenurilor a suferit modificări pe tot parcursul secolului trecut prin: reducerea suprafețelor împădurite, de pe toate treptele de relief; extinderea pășunilor și fânețelor, în zonele montane și de deal dar și degradarea acestora prin suprapășunat; predominarea arabilului în câmpie. Definirea pentru teritoriul județului a potențialităților sale (ale reliefului, climei, apelor, vegetație etc.) dă posibilitatea de a sintetiza informațiile într-o hartă a mediului.

Harta mediului reflectă cele trei "geoenvironments" - munte, deall, câmpie și gradul de afectare de procese geomorfologice actuale. Acestea au capacitate diferită de a

suporta presiuni variate generate de activitățile din ariile industriale, agricole, de transport, rezidențiale, etc. În elaborarea ei s-au luat în considerație datele oferite de hărțile anterior prezentate care realizează o **“suită cartografică”** ce are rol de element esențial în studiile asupra mediului. În cadrul acesteia intervine întotdeauna elementul **relief** pe un loc aparte inclus mediului înconjurător ca suport al tuturor celorlalte componente sau subînțeles ca bază a amenajării teritoriului. Prin suprapunere la scară mică apar mult mai multe detalii utile practicienilor și se conturează anumite perimetre în care mediul este cel mai afectat: Telega, Breaza, Slănic. Fiind utilizată de persoane cu orientări profesionale diferite harta trebuie să fie un model simplu cât mai ușor de descifrat. Chiar dacă nu a fost denumită așa și în țara noastră sunt preocupări pentru delimitarea **“teritoriilor flexibile”** (Dauphyne, 1996).

Relieful actual se află în diferite stadii de evoluție peste care sunt clădite celelalte componente ale mediului geografic. Acțiunea antropică în prezent este una dintre cele mai mari, fiind o componentă importantă din câmpii până în regiunile montane.

CONCLUZII

Starea mediului înconjurător și a fiecăreia dintre componentele sale, conservarea și protecția acestora, amenajarea teritoriului în vederea dezvoltării durabile, au devenit de puțin timp preocupări reale în România. În măsura în care manifestările de degradare extremă a reliefului creează motive de îngrijorare, există o determinare mai accentuată a geomorfologilor de a elabora studii care să ofere practicienilor o bază solidă de lucru.

Cercetările geomorfologice, conduc la întocmirea unui studiu asupra *capacității de suport a reliefului* și a unor *hărți geomorfologice speciale* (harta geomorfologică, harta proceselor

geomorfologice, harta hazardelor naturale, harta ariilor de risc geomorfologic), menite să asigure temelia pe care se așează rezultatele cercetărilor celorlalte componente ale mediului natural.

Studiile geomorfologice din țara noastră nu sunt suficient exploatate pentru soluționarea problemelor actuale ale mediului înconjurător. În multe cazuri se constată că rolul reliefului este omis sau considerat nesemnificativ în studiile de evaluare a impactului de mediu. Devine deci tot mai necesară organizarea activității geomorfologice din țara noastră pentru a se integra în *“Codul european al practicilor benefice”*, ghid în ceea ce privește includerea considerațiilor geomorfologice în studiilor de impact de mediu (Panizza, 1991).

Apare tot mai necesară elaborarea unei *sinteze asupra stării reliefului și mediului înconjurător* din România, definirea unor regiuni, zone, arii etc. crearea unor standarde conforme treptelor de relief. Acestea trebuie însoțite de *cartografierea adecvată a reliefului în scopul stabilirii potențialului său de amenajare* (aptitudini pentru tipuri de activități).

Cercetarea mediului necesită o perioadă îndelungată de timp și spații largi, care cer o perfectă cooperare internațională. Programele internaționale din domeniul mediului (IDNDR, IGBP) au ca scop elaborarea studiilor asupra utilizării și protecției mediului cu prognoza pe termen lung.

Tradiția environmentală în geografia românească este foarte veche dar implicarea studiilor geomorfologice în problemele practice este foarte nouă. Este necesară dezvoltarea *geomorfologiei mediului înconjurător* ca disciplină de studiu în universități. În România de după 1990, managementul mediului a devenit de asemenea o problemă de importanță economică și politică (managementul ariilor urbane, a ariilor rurale).

BIBLIOGRAFIE

- BADEA, L. (1994), *Cunoașterea reliefului, necesitate prioritară a cercetării geografice*, Rev. geografică, 1, Inst. de geogr.
- BADEA, L., ALEXANDRU, MADELEINE, DINU, MIHAELA (1981), *Relieful, suport și dominantă a peisajului*, în vol. *Valea Cernei. Studiu de Geografie*, Edit. Acad. Rom., București, p. 11-27, 11 fig.

- BĂLTEANU, D. (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie*, Edit. Academiei, pp. 115-139.
- BĂLTEANU, D., BADEA, L., DINU, MIHAELA, CIOACĂ, A., SANDU, MARIA, CONSTANTIN, MIHAELA, (1994), *Geomorphological hazards in the Romanian Subcarpathians*, Inst. Geogr. București, 24, p., 6 fig.
- BĂLTEANU, D., CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA, SANDU, MARIA (1996), *Some case studies of the Geomorphological risk in the Curvature Carpathians and Subcarpathians*, RRG, 40, p.51-59, 2 fig., rés.
- BRĂNDUȘ, C. (1981), *Subcarpații Tazlăului*, Edit. Academiei, București,
- CAVALIN, A., MARCHETTI, M., PANIZZA, M., SOLDATI, M. (1994), *The role of geomorphology in environmental impact assessment*, Geomorphology, 9, Elsevier, p. 143-153.
- CIOACĂ, A. (1970), *Un torent de grohotișuri în Munții Făgăraș*, Terra, 3.
- CIOACĂ, A., (1997), *The socio-economic regression of Murgești commune (Buzău County) under the impact of slope geomorphological processes assessment*. Geography within the Context of Contemporary Development, Cluj University Press, 6-7 iunie, p. 161-166, 1 fig., abstr.
- CIOACĂ, A., BĂLTEANU, D., DINU, MIHAELA, CONSTANTIN MIHAELA. (1993), *Studiul unor cazuri de risc geomorfologic în Carpații de la Curbură*, SCGGG-Geogr., XL, p. 43-55, 7 fig., abstr.
- CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA (1995), *Geomorphological hazards. Lignite mining and the newly-built relief in the North of Oltenia (Romania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern. Comit. Glaciol. Ital., Torino, 18, 1996, p. 3-6, 1 fig, rés., riass.
- CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA, SANDU, MARIA (1996), *Impactul ecologic în arealele transformate de activitățile antropice legate de extracția lignitului în nordul Olteniei*, Lucr. Celei de-a treia Conf. Naț. Pt. Protecția Mediului prin metode și mijloace biologice și biotehnice, Univ. Transilv., Brașov, p. 577-579, abstr.
- CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA (2000), *The impact of exploiting natural subsoil resources on the Subcarpathian relief (Romania)*, Geogr. Fis. Dinam. Quatern. Comit. Glaciol. Ital., Torino, 23 - p. 131-137, 5 figg., rez., rés., riass.
- CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA (1996), *Modificarea arealelor de risc geomorfologic și hidrologic ca efect al lucrărilor de corectare a albiei Oltului în Depresiunea Brașovului*, AUO-Geogr, VI, p. 47-51, 2 fig. abstr.
- CIOACĂ, A., DINU MIHAELA (1998), *Senzitivitatea reliefului deluros din județul Argeș, ca urmare a schimbării utilizării terenurilor*, AUȘMS, VI, p. 48-55, 3 fig., abstr.
- CIOACĂ, A., DINU MIHAELA (1998), *Restructuring lignite mining in Romania, and its, environmental effects with special reference to landforms*, RRG, 42, p.135-147, 2 fig., rés.
- DAUPHINÉ, A. (1996), *Les relations aménagement du territoire – environnement*, Analise spatiale quantitative et appliqué, 38-39, Rev. de geogr. du Lab. d'analyse spatiale Raoul Blanchard, Nice.
- DINU, MIHAELA, CIOACĂ, A. (1997), *Some geomorphological risk factors in the Curvature Carpathians and Subcarpathians*, Geogr. Fis. Dinam. Quatern. Comit. Glaciol. Ital., Torino, 19, p. 233-238, 3 figg., abstr., riass.
- DINU MIHAELA, LOGHIN, V. (1997), *Alunecările de la Pucioasa (Subcarpații Ialomiței). Evoluție și influențe antropice*. Rev. geogr., IV, Inst. de Geogr., p. 27-33, 5 fig., abstr.
- DINU MIHAELA, (1997), *Modificări ale mediului produse de activitățile umane, (Câteva cazuri din Subcarpații Vâlcei)*, AUT.- Geogr., VII, p.129-138, 2 fig., abstr.
- DINU, MIHAELA (1997), *Geomorphological contributions to environmental studies in the light of sustainable development*, Geography within the Context of Contemporary Development, Cluj University Press, 6-7 iunie, p. 191-199, 1 fig., abstr.
- DINU, MIHAELA (1998), *Slope processes triggered by a railroad built between Vâlcelele and Râmnicu Vâlcea*, Com. geogr. Univ. Buc., II p. 27-34, 7 fig., abstr.
- DINU, MIHAELA (1997), *Mediul înconjurător între dezvoltare durabilă și schimbări globale*, AUO, VII, p. 29-34.
- DINU, MIHAELA, SANDU, MARIA, CIOACĂ, ADRIAN (1997), *Modificări antropice ale reliefului în Câmpul minier Alunu – Berbești*, SCGeografie, XLIV, p. 103-112, 2 fig., abstr.
- DINU, MIHAELA, CIOACĂ, A. (1998), *Cercetări geomorfologice ale unor areale cu mediu critic din regiunea deluroasă a județului Argeș*, AUC, I, p. 5-22, 1 fig. abstr.

- DINU MIHAELA, CIOACĂ, A. (1998), *Impactul activităților de exploatare a lignitului asupra mediului în regiunile colinare din bazinele Crasnei și Barcăului*, AUȘMS, VI, p. 34-40, 4 fig., abstr.
- DINU, MIHAELA (1999), *Geomorphological hazards in the Getic Subcarpathians and Piedmont*, Transactions, Japanese Geomorphological Union, Selected papers on landslide management presented at 4th ICG, Bologna, 20, nr. 3, Japan, p. 265-278, 10 fig., abstr.
- DINU, MIHAELA, CIOACĂ, A. (2000), *Rolul hazardelor naturale în evoluția localităților din România*, AUSH, 3, București, 43-52, 6 fig., abstr.
- JOSAN, N. (1997), *Impactul reliefului asupra vieții economice din Dealurile Târnavelor*, Geography within the Context of Contemporary Development, Cluj University Press, 6-7 iunie, p. 309-316, 1 fig., abstr.
- GRECU, FLORINA, JOSAN, N. (1995), *The Southern Transylvanian Tableland - Relief and human settlement system*, RRG, 39, 99-106, București.
- IELENICZ, M., MIHAI, B. (1999), *Settlement Relief Potential of the Curvature Carpathians and its use Degree*, Rural Space and regional development, Cluj-Napoca
- IELENICZ, M., PĂTROESCU, MARIA (1976), *Unele aspecte privind ocrotirea naturii în munții și subcarpații din bazinul Buzăului*, BSSGR, IV.
- IONIȚĂ, I. (2000), *Formarea și evoluția ravenelor din Podișul Bărladului*, Edit. Corson, Iași.
- MAC, I. (1992), *Geocritical region of environment dynamics: the Curvature Carpathians (Romania)*, RRG, 36, 81-87, București.
- MEHEDINȚI, S. (1931), *Terra, I, Introducere în geografie ca știință*, Tip. Rom. Unite, București.
- MIHĂILESCU, V. (1976), *În ce condiții devine mediul înconjurător obiect de studiu al geografiei*, BSSRG, IV.
- PANIZZA, M. (1995), *Introduction to a research methodology for geomorphology and environmental impact assessment*, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, 3, 13-26.
- PANIZZA, M., PIACENTE, S. (1993), *Geomorphological Assets Evaluation*, Z.fur Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 87, Berlin-Stuttgart, p.13-18.
- POSEA, GR. (1976), *Geografia și mediul înconjurător. Privire introductivă*, Bul. Soc.Șt. geogr., Serie nouă, IV, București.
- POPESCU, N. (1982), *Evaluarea eroziunii fluvio-torențiale pentru câteva văi din Piemontul Getic*, AUB+Geogr., XXXVIII.
- RĂDOANE, Maria, ICHIM, I., RĂDOANE, N., SURDEANU, V. (1999), *Ravenele. Forme, Procese, evoluție*, Edit. Presa Univ. Clujeană.
- ROȘU, AL., UNGUREANU, I. (1977), *Geografia mediului înconjurător*, Edit. Did. și Pedag., București.
- ROȘU, A. (1987), *Terra-geosistemul vieții*, Edit. Științifică și enciclopedică, București.
- *** Enciclopedia geografică a României (Coord. Posea, Gr.), Ed. Enciclopedică, București.
- *** (1987), *Geografia României, III*, Edit. Academiei, Bucuressti, pp. 233-275.
- *** (1992), *Geografia României, IV*, Edit. Academiei, Bucuressti,

¹ Universitatea Româno-Americană² Universitatea Spiru Haret

THE GEOMORPHOLOGICAL PERSPECTIVES OF THE MAN – ENVIRONMENT RELATIONSHIPS IN THE EASTERN COMPARTMENT OF CLUJ HILLS

Sorin FILIP

Key words: environment, Cluj Hills, geomorphological agent

The studied area is overlapping a monoclinial region, with friable rocks (clays, marls, sands) and volcanic tuffs. The exogenic factor's action has generated a typical morphology, with cuestas, subsequent, consequent and obsequent valleys. On the other side, the presence of the level base of erosion -Someșul Mic- in the eastern and southern sides has determined a certain configuration of the river system, and of the interfluvies also. It has generated an asymmetrical aspect, both of the entire region and of the valleys. In the second part of this paper there have been treated aspects concerning the interfluvies and slopes morphology, with the representative features connected by man-environment relationships.

The relief is one of the first environmental components, which reflects anthropogenic activities. This way, four distinctive environments have been identified and analysed: the cuestas environment, the dip-slopes environment, the interfluvial environment and the subsequent and consequent valleys environment. Each of these environments has been treated by favorable or unfavorable aspects pertaining to man's activities. Hereby, the morphometrical, morphological aspects and also the geomorphological processes, which lead to a certain perception of these environments by human communities, have been analyzed. Finally, these features generate a certain behavior. It is about a specifically land use, and an active or not active attitude of man as regarding the processes and the geomorphological peculiarities.

The complex nature and the continuous evolution in time and space of the relationships between man and other environmental components are present time challenges, addressed to geomorphological sciences. This owes to a more profound involvement of man in natural circuits. Consequently, there were developed new ways for geography to advance in knowledge.

The landforms, main components of the environment, base for all actions and mankind achievements, suffered human influence. Thus, man became a distinct geomorphological agent, a transformer of geographical realities.

In this context, there was an attempt to point, in the studied area, two of the total aspects which result from the man – environment interaction :

- the relief as resource and generator of environments;
- man as geomorphological agent.

1. Geographical position and geological characteristics.

The pointed area is part of Clujul Hills, brought in, their turn, in the unit of higher rank

: the Someșan tableland. The limits of this area are precisely drawn by the hydrological network which is well determined: in North – Borșa, in West – the opposite valleys Chinteni and Buda, and the Southern and the Eastern limit is formed by the Someșul Mic valley.

From a petrographical point of view, there is a domination of marly clays and of Borșa – Iclod tuff from the lower Sarmatian age, followed (in the western part) by the Hida layers (superior Burdigalian) developed in molasse facies in which prevails a series of marly stratified slope deposits mixed with thick conglomerates. In the central western parts between the superior Burdigalian's structures and the inferior Sarmatian's ones, on a NNE-SSW direction, on the Borșa – Satu Lung – Chinteni line, there is a strip of various width which belongs to the Badenian age, represented by layers of Dej tuff, inserted between the marly clays, sometimes alternating with gritstone. Such structures are seen on the Borșa Hill (445 m) on the interfluvial between the Măcișu valley and the Clepega valley, where they maintain heights of 470 – 500 m,

as well as on the right slope of the Borșa valley, downstream of the village named after the river. On the left slope of the Chinteni valley and downstream in the Borșa valley, it appears a marly facies with lenticular gypsum.

The highest ridges of the region (the Feiurdeni Hill, the Nuc Hill and the Chinteni Hill) maintain as island marly clays, marls, sands and Vollhinian gravels. Also as islands, in the central part and the eastern part of the area we can find sands and gravels which belong to middle and upper Pleistocene.

Structurally, the region belongs to the monoclinial tectonic style. Only two small strips belong to the folded style, the first being the Someșeni – Apahida anticline, on a ENE – WSW direction, and the second, on an approximate WE direction, on the Câmpenești – Jucu de Jos line, as a syncline.

2. Morphological characteristic

We will consider, as it follows, the aspects through which the landforms interfere in the environmental separation, both spatial and environmental processes, these being resumed to: intervention by geomorphological vertical zonality environments (the interfluvial level, the slopes level, the valleys level); intervention by varying processes; the environmental role of the landforms.

The monoclinial character of the layers with a dominant inclination towards NE was the main factor in printing the general aspects and the particular petrographical and other nature conditions imposed themselves in the resulted morphological details.

The general morphology is dominated by the existence of the cuesta escarpment and the cuesta back slope, and consequently of the subsequent valleys, and the consequent and obsequent valleys are also being present in the geomorphological landscape.

The combination of the structural and the petrographical factors with exogenous modelling, made under the strong influence of a base level placed in the far eastern and southern parts of the region (Someșul Mic), developed a hydrographical network with

dominant drainage towards E and NE. The configuration of the hydrographical network determined the existence of a main interfluvial ridge located East wards from the valleys opposite to Chinteni and Buda, ridges that reach maximum of height in a series of peaks.

Most of the interfluvial ridges suffer changes of direction, as arches, thus they start from an initial direction N-S or SW-NE, and they reach directions as E-W or even opposite to the initial ones. The evolution of the valleys according to the two previously mentioned factors (the base level and the structure) conveyed this arch-like configuration to the cuesta escarpment from the largest part of the area.

It is shown, as a general feature of the region, the orographical asymmetry, also present at a detailed scale, at the valleys' level which, most of them, have crossed profiles typical of subsequent valleys.

The interfluvial morphology is completed by the existence of parts of the level surface from 600 – 700 m, obvious in the Nuc Hill (667.4 m), the Chinteni Hill (667 m), the Feiurdeni Hill (632.2 m). These have a horizontal aspect, with surfaces which don't surpass 2 sq.km. Frequently their area is attacked and reduced by the advancement of the opposite valleys, which sometimes yield corigin saddles. The rest of the interfluvial ridges are long, extended on distances that can reach, on average, 7–8 km. Their branching is present mainly on the cuesta back slope descending smoothly till the subsequent valley.

The slopes are the dominant morphological category. With a geometry in which the right and convex sectors mainly prevail, and with the appearance of the concave sectors towards the base, the slopes represent, as we will underline in the following parts, environments with a diverse modelling in comparison to the geomorphological processes, but also in different environments comparing to the human component. In our opinion, it represents the main premise of the environmental separation by two aspects: on one hand, the geomorphological processes of modelling, and on the otherhand, the morphometrical aspects.

3. The relief as resource and its role in the environmental difference.

In the matter of approaching the relief as resource, we look over the aspects connected only by the proper forms. As we know it, the transformations of the forms from geomorphological assets into geomorphological resources, takes place when we assign all these assets for different utilities, by virtue of social or economical necessities. In the studied area there the social necessities, had been involved, connected the foundation, organization and development of human settlements during history, as well as to economical necessities, well connected by the first ones, which have here an agricultural dominant. The first aspect points out the use of the valleys for mainly villages, fact which is imposed by two factors: accessibility and the water resources. On the other hand, the economical necessities of rural communities led to land's utilization for pastures and hay fields, or for crops, orchards or vineyards.

We must remind the matter of utilization of the valleys as main travel axe and of the interfluvies as access roads to agricultural fields.

As we underlined in the first part of the paper, the man-environment interaction materializes into the creation of environments, differing among them by the characteristics of the landforms.

A. The cuesta escarpment environment (E.F.C.). This has a large extension and some specific features: gradient which have values of $5.1-15^\circ$ and even higher, dominant exposures towards W, SW and S, as well as stressed dynamics of the geomorphologic processes. In most of the area included in this category, the relationship with the human component is one of domination, especially through morphometrical parameters. This is why the areas represent a restrictive environment, less used by the contiguous human communities. When these areas are being used, this utilization is reduced to orchards, but it is specified to use smaller areas to achieve the best efficiency. If the human communities develop on the subsequent valleys, the areas extension built on the cuesta escarpment is limited to the lower

fourth, often with frequent glacis and anthropically altered.

The unity of the restrictive factors is completed by the presence of landslides, with a great variety: from superficial ones, as furrows and stairs, till massive landslides, perceived by the surrounding human communities as matter considered in usual language by using the term "glimée".

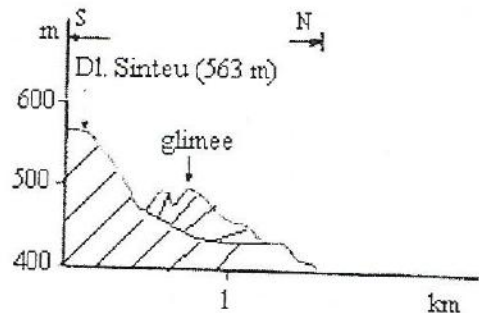


Fig. 1 Profile on Şinteu Hill with depth landslide on Şoimeni village.

B. The back slope cuesta environment (E.R.C.). In this case the whole different morphometry is the dominating factor in generating or increasing attraction in the relationships with the human communities. This reflects in a more frequent establishment of the villages, especially in the areas where waters collect at the base of small basins erosion (e.g. Măcişu, Feiurdeni).

The mass movement forms are also present in the areas. It is about most cases of superficial landslides or medium depth landslides. Between the Borşa and Răscruşi villages, in the upper part of the backslope cuesta, there are often valleys of derassion. Most often, the areas affected by these kinds of processes are used as hayfields or pastures.

If the morphometry and the geomorphological processes aren't major obstacles, the main determining factor is water (small quantities of rainfall and insufficient by used phreatic water). Even if, sometimes the agricultural cultures climb towards the interfluvies, where the lack of water determines the concentration of the cultivated areas in those small basins of erosion, where we can meet human activities.

C. The consequent and subsequent valleys environment (E.V.C.; E.V.S.). It is either about the subsequent valleys, where the combination of the two environments takes place, or in case

of consequent valleys, with a more precise symmetry, their implication in the relationship with man is considered especially toward human settlements.

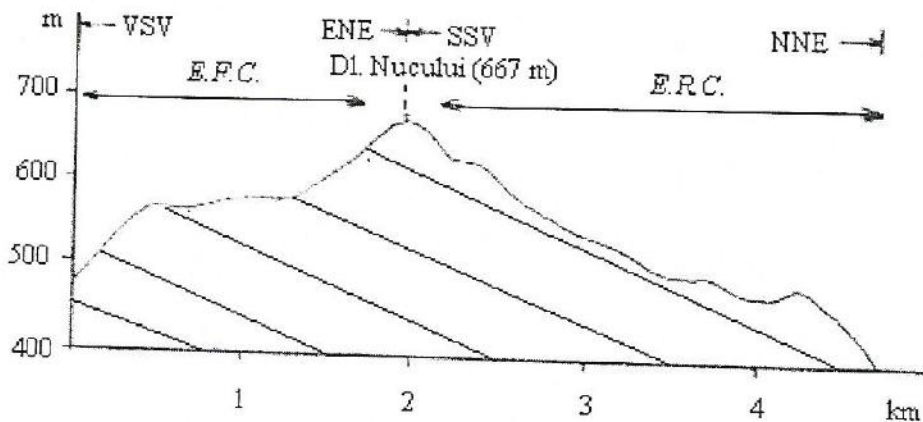


Fig. 2: Cross profile on Nucului Hill;

The linearity, as main feature of fluvial organisms, combined with the weak development of holm and terrace system, is printed in the spatial structure of each human settlement. Villages which belong to the "village-road" category extended on small tributary streams of the main valleys. We can name villages as Făureni, Giula, Sânmartin, Satu Lung, Câmpenești, inside the area, as well as the ones located on the valleys which represent the limit of the studied area.

The compulsions of the landforms reflect as well in the village dimensions, depending on the position and the size of the pre-existing valleys.

D. The interfluvial surfaces environment (E.I.). The interfluves are present, frequently as long ridges, with a small development in breadth, used for secondary roads connect to agricultural fields, placed in the higher parts of the slopes. There are situations in which the interfluve is extended and plain (Nucului Hill, Feiurdeni Hill) and it is used for crops, when it is wood-claded or used for pastures. The position of the secondary roads on the interfluves is connected to the perception of these surfaces as being in a dynamic equilibrium, without geomorphologic processes to affect their stability.

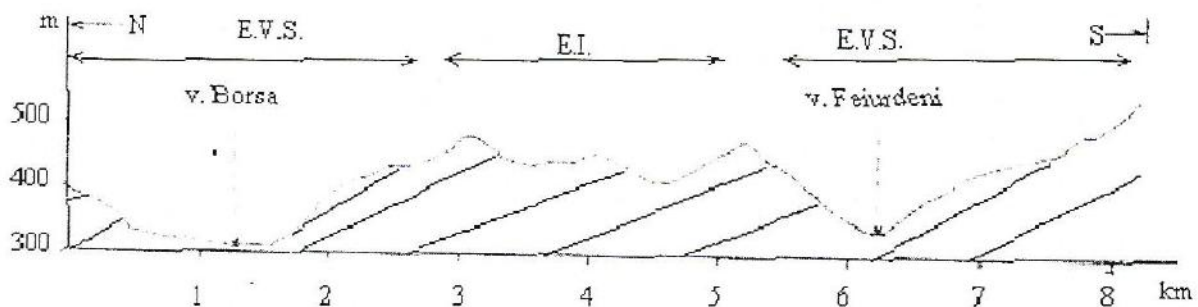


Fig. 3 Cross profile on Borșa and Feiurdeni valleys, with afferent environments

4. Man as a geomorphological agent.

The identification, but especially the estimation of the changes which were produced by man on the main component of the environment, is a more complex operation than one might think. This complexity derives from the necessity of taking into consideration not only "what" man does, but "how" and "for how long", knowing the fact that human actions are various in time and space, as well as in intensity. We also have to take into account the social context of the aspects and the historical dimensions of interventions (Neboit, 1984; Panizza, 1996).

The balanced distribution of human settlements, the lack of urban centers, the low demographical charge, are the main characteristics of the human component existing here. We can add the economical system based on the primary sector, without the influence of an intense pressure on the environment components.

We agree on the fact that the strong influence over the underlying strata and over the geomorphologic processes determined environmental imbalances. There has been a change of buffer between the exogenous factors and the substratum. Thus, the type and intensity of the geomorphologic processes changed. The

most damaged areas, as a result of the clearing, are the cuesta escarpment, with highly morphodynamic potential, which allowed the forming of areas with the superficial erosion, the gully erosion and the gravitational processes. The back slope cuestas are also affected on some areas by the gully erosion. Here, the ravines reaches lengths of 1-1.5 Km and depths of 0.7-1 m (Feiurdeni Hill).

The agricultural activities have a slight impact over the soilcover. There are even situations when, by applying some suitable agrotechnical marks, the balance of the areas restores. We can point the orchard areas, where the slopes prone to land degradation processes were established. More stressing are the consequences of grazing, especially near the villages, under two aspects: the cattle paths and the drastic decreasing of the grassy layer, which are certain premises of the installment of erosional processes. The road network generated the usual instabilities of the slopes, which, for the moment, had reduced its manifestation, as intensity or extension.

Even if we don't approach more profound by the aspects of territorial planning, we must underline that the necessity of geomorphologic approaching, as one of its premises is obvious.

REFERENCES

- MAC, I., (1996), *Geomorfosfera și geomorfosistemele*, Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
 MAC, I., (1997), *Pecepere și comportament environmental*, Note de curs, Cluj-Napoca.
 MIHĂILESCU, V., (1935), *Platforma Someșană*, BSRRG, **LIII**
 MIHĂILESCU, V., (1966), *Dealurile și câmpiile României. Studiu de geografia reliefului*, Edit. Științifică, București.
 PANIZZA, M., (1996), *Enironmental Geomorphology*, Elsevier, Amsterdam.
 *** (1987), *Geografia României*, **III**, Edit Academiei Române, București.
 *** *Harta geologică*, 1:50.000, foaia Cluj.

DINAMICA ALUNECĂRII DE TEREN DE PE STRADA DRAGALINA (DL. CETĂȚUIA - CLUJ-NAPOCA)

L. BUZILĂ, A. PERȘOIU, V. SURDEANU

The landslides occur very often in the geomorphological landscape of the Cetățuia Hill from Cluj Napoca. The presence of the cuesta front from the left side of Some river, which has developed on an alternation of oligocene clay and grit stones of Ticu layers category, favors the birth and the development of some movements of materials on the slope, having a strong impact on the physiognomy of the slope. The last one of this kind, the one from 1999 represents the subject of the present work. The sliding occurred in the second half of February as a result from the excess of rainfalls from this month and it had a strong dynamic stage during the next two months. Throughout this period our study has had in view the pointing out of the determining factors and of the dynamics of the sliding element. For achieving this purpose two alignments of piles have been placed near which the vector of movements has been determined and, at the same time, several drillings have been made through which samples for the determination of humidity have been picked up. In the end of the study they have tried to draw up, a map of geomorphological risks, that could show the most important territories that might be affected by the sliding in the future.

1. Localizare: Procesele de deplasare gravita reprezintă un fenomen frecvent întâlnit în peisajul geomorfologic al Dealului Cetățuii. Amplasamentul alunecării de pe strada Dragalina se încadrează arealului versantului sudic, areal care suferă o dinamică deosebită, întreținută de condițiile morfografice, litologice, climatice și nu în ultimul rând cele antropice.

2. Cauze naturale favorizante și generatoare a deplasărilor.

Datorită constituției litologice ale Dl. Cetățuii sunt asigurate premisele unor deplasări gravitaționale permanente. Stratele de Ticu reprezintă a treia serie a depozitelor vârgate paleogene, constituindu-se într-o continuare a suitei oligocene din Dealul Cetățuii. Succesiunea depozitelor cu plecare din bază este alcătuită din gresii și nisipuri iar la partea superioară din argile roșietice vârgate cu intercalații nisipoase susceptibile proceselor geomorfologice. Dintre cauzele deplasărilor gravitaționale umede, de importantă majoră pe lângă morfometrie și condițiile climatice sunt compoziția materială și structura rocilor mobilizate. Se remarcă aici o argilă grasă senzitivă, contractilă care suportă mari variații de volum.

Conform cu Treiber I., Tovissi, I., Cornoș D., (1973) frac argiloasă este compusă din ilit-40%, montmorillonit-35%, clorit-15%, caolinit-85 și cuarț-2%. Analiza nisipurilor și argilelor de aici arată lipsa totală a oricăror resturi organice fosilizate. Statelor de Ticu le urmează cele de Cetățuia care încep cu un lumașel caracteristic la care se adaugă argile nisipoase, gresii, nisipuri, microconglomerate. Structural se constată pentru stratele de Ticu și Cetățuia o cădere de 6° - 9° și o înclinare nord-est, ceea ce permite încadrarea acestora în structurile monoclinale. Poziția spațială a capetelor stratelor în sensul opus căderii și înălțării către Someș formează acele abrupturi caracteristice succesiunii depozitelor paleogene din sectorul de bordură a Bazinului Transilvaniei, abrupturi care sunt sedii ale proceselor de deplasare în masă pe versanți.

Morfografic se remarcă diferențieri însemnate la nivelul versantului sudic. Cu toate că nu după 60 m altitudine relativă (411 altitudine absolută) și doar 150 m lungime valorile unghiului de pantă pe stratele dure ale complexului de Cetățuia sunt mari (55° - 90°) comparativ cu cele de la partea inferioară (28° -

30°) pe stratele de Ticu care au o sensibilitate geomorfologică avansată. Fragmentarea este accentuată, impermeabilitatea argilelor corelată cu unghiul de pantă ridicat determinând un drenaj rapid al apelor ajunse pe versant și o infiltrare redusă. Această cauză la care se adaugă grosimea redusă a cuverturii deluvio-colviale (între 1 și 3 m) permite dezvoltarea alunecărilor de suprafață (<1 m.) și acelor de mică adâncime (1-5 m). Expoziția versantului este pe direcție sudică, acest fapt imprimându-i o dinamică diurnă și sezonieră accentuată cu variații termice și hidrice accentuate.

Manifestările meteohidrologice înregistrate în primele luni ale anului 1999 au creat condiții favorabile declanșării unor procese noi și reluării aliniamentelor vechi ale fenomenelor de deplasare gravita umedă. Alunecările din zona Dl. Cetățuia au fost înregistrate încă de la începutul secolului (înainte de 1940 un restaurant de vară construit pe gresiile de Cetățuia s-a prăbușit împreună cu subasamentul său până la nivelul locuințelor din strada Dragalina). Anii 1970 și 1973 au fost marcați de cantități mari de precipitații (mai - 203,72% față de media lunară multianuală de 78,5 socotită ca 100%, în iunie 145,72% față de 88,4 mm, iar în iulie 148,47 față de 81,8 mm, date înregistrate în 1970) în urma cărora se schițează primele discontinuități în profilul versantului. În absența unor intervenții la nivelul versantului, după 1983 discontinuitățile s-au accentuat, aliniamentele alunecărilor fiind bine exprimate.

Declanșarea alunecării Dragalina a fost favorizată de precipitațiile bogate din luna februarie (55,2 mm față de 23,3 mm media multianuală); pe decade 10,7 mm între 1-10 02,

29,7 mm între și 1-20.02 și 14,8 mm între 21-28 02. Ca urmare a acestor cantități masive de precipitații în seara de 26.02. 1999 apar primele semne ale fenomenului de alunecare. Chiar dacă precipitațiile lunii martie au fost reduse (8,0 mm. față de 25,1 media multianuală), acumulările din luna martie la care s-au adăugat precipita bogate din timpul iernii au fost suficiente pentru dezechilibrarea versantului.

Arealele vegetației naturale s-a restrâns treptat, înlocuită fiind de o vegetație ruderală pe spații restrânse, cel mai adesea fiind complet îndepărtată, datorită intervenției antropice. Introducerea în cultură agricolă a suprafețelor înclinate, a accentuat posibilitățile de infiltrare a apei și destabilizare a versantului.

3. Cauzele antropice: se manifestă într-o dublă ipostază: de inhibare și de favorizare a declanșării și dinamicii proceselor geomorfologice. Construcțiile amenajate pe strada Dragalina se constituie ca factor destabilizator prin subsăpările realizate la baza versantului pentru lărgirea spațiului constructibil. Executarea unor lucrări sub Cetățuia au avut în vedere impregnarea cu soluții chimice a depozitelor, care dublate de drenaje subterane (tuburi Benotto) asigură o oarecare stabilitate a versantului. La vest de acest sector lucrările de consolidare a depozitelor pe versant au fost practic inexistente, lăsând loc deplasărilor de toate tipurile.

Un rol important în destabilizarea versantului l-a avut circulația autovehiculelor de mare tonaj pe strada Dragalina, vibrațiile produse de acestea repercutându-se la nivelul depozitelor deluvio-colviale.

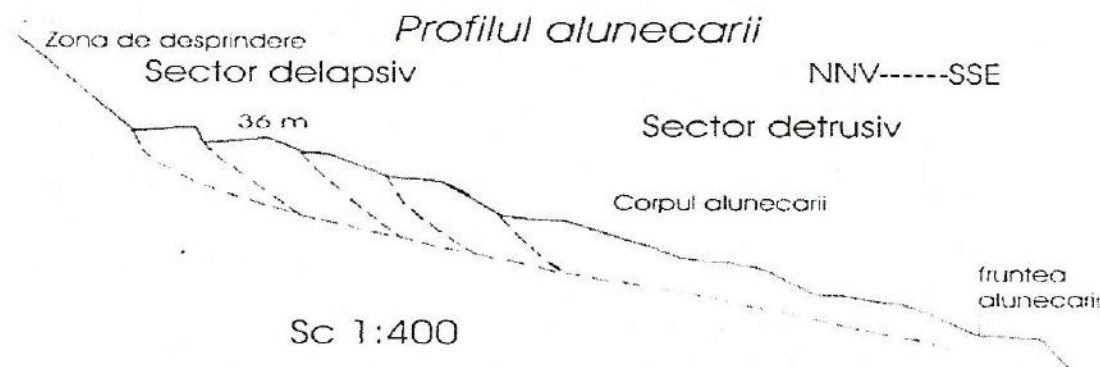


Fig. 1

4. Morfologia alunecării.

Din ridicările topografice repetate executate s-a reușit obținerea unor date cantitative care ilustrează bine personalitatea arealului afectat de alunecare.

Zona de desprindere principală – cu altitudini maxime de 10 m și înclinare 51° se constituie ca o unitate bine individualizată în complexul alunecării. Se localizează sub contactul dintre structurile de Ticu și cele de Cetățuia.

Discontinuitatea litologică între cele două tipuri de structuri a favorizat declanșarea procesului. Lungimea zonei de desprindere măsoară 72 m, fiind afectată mai ales în porțiunea centrală de surpări și șiroaie. La baza acesteia a luat naștere un glacis coluvial,

Corpul alunecării – se exprimă printr-o neuniformitate accentuată cu zone de desprindere secundare, curgeri noroioase, crăpături de distensie și îngrămădiri de materiale. Pe alocuri în spatele unor mici valuri apar băltiri.

Alunecarea de pe strada Dragalina
schita geomorfologică

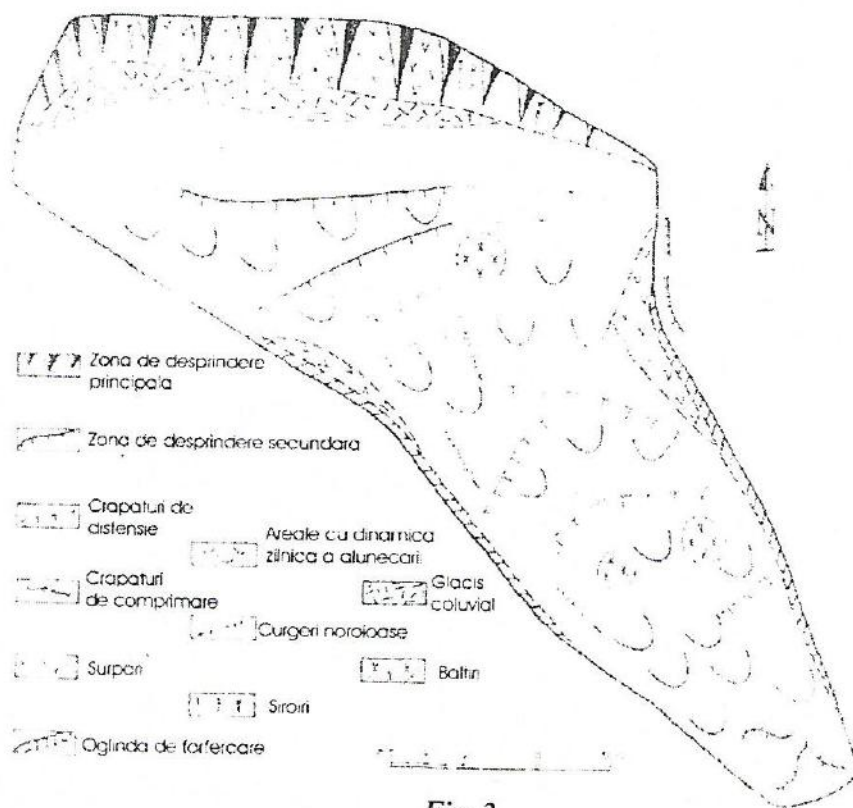


Fig. 2

Panta medie a corpului de alunecare este de 24° cu porțiuni de accentuare. În profil se remarcă un sector delapsiv în porțiunea superioară care a suferit o mișcare rotațională, și un sector detrusiv în porțiunea aval afectat de crăpături de împingere și comprimare. Pe ansamblu se prezintă ca o porțiune cu alternanță de sectoare concave și convexe.

Fruntea alunecării – în profil se remarcă ca o convex accentuată. Este afectată în special de crăpăturile de compresiune.

După tipologie am putea încadra alunecarea Dragalina în categoria alunecărilor de mică adâncime (cu valori ale grosimii masei alunecate între 1-5 m.), iar în funcție de criteriul deplasării pe versant s-ar încadra în Categoria alunecărilor complexe, detrusivă și delapsivă. Pe profil se pot identifica cele două sectoare, delapsiv în partea superioară și detrusiv în partea inferioară.

5. Dinamica alunecării

Metodologia de cercetare a urmărit procedee:

- identificarea și delimitarea perimetrului reprezentativ al alunecării dar și identificarea arealelor înconjurătoare care prezintă un risc maxim de alunecare.
- ridicări topografice ale suprafețelor afectate de procesele geomorfologice.
- instalarea pe versant a unor aliniamente reper și urmărirea repetată a acestora.
- executarea unor foraje în corpul de alunecare din care au fost prelevate probe de apă și probe pentru măsurarea umidității naturale. Probele au fost recoltate și din liniile de desprindere și de frecare laterală a corpului de alunecare.

- cartarea geomorfologică repetată (cartări morfodinamice).

Au fost realizate un număr de 8 foraje, pe o suprafață a corpului de alunecare de 3456 m² din care au fost recoltate periodic (vezi fig. 3) probe pentru stabilirea umidității naturale. Probele au fost prelevate din trei, patru sau cinci orizonturi în fiecare foraj în funcție de grosimea corpului alunecării.

S-a constatat în timp o întârziere a efectului precipitațiilor la nivelele inferioare ale corpului alunecării, aici remarcându-se o oarecare uniformitate. În multe cazuri a apărut situația în care umiditatea avea valori ridicate la suprafață, mai scăzute în porțiunea mediană a corpului de alunecare și din nou ridicate în adâncime aceste diferențieri au determinat modificări ale vitezelor în cadrul masei alunecate.

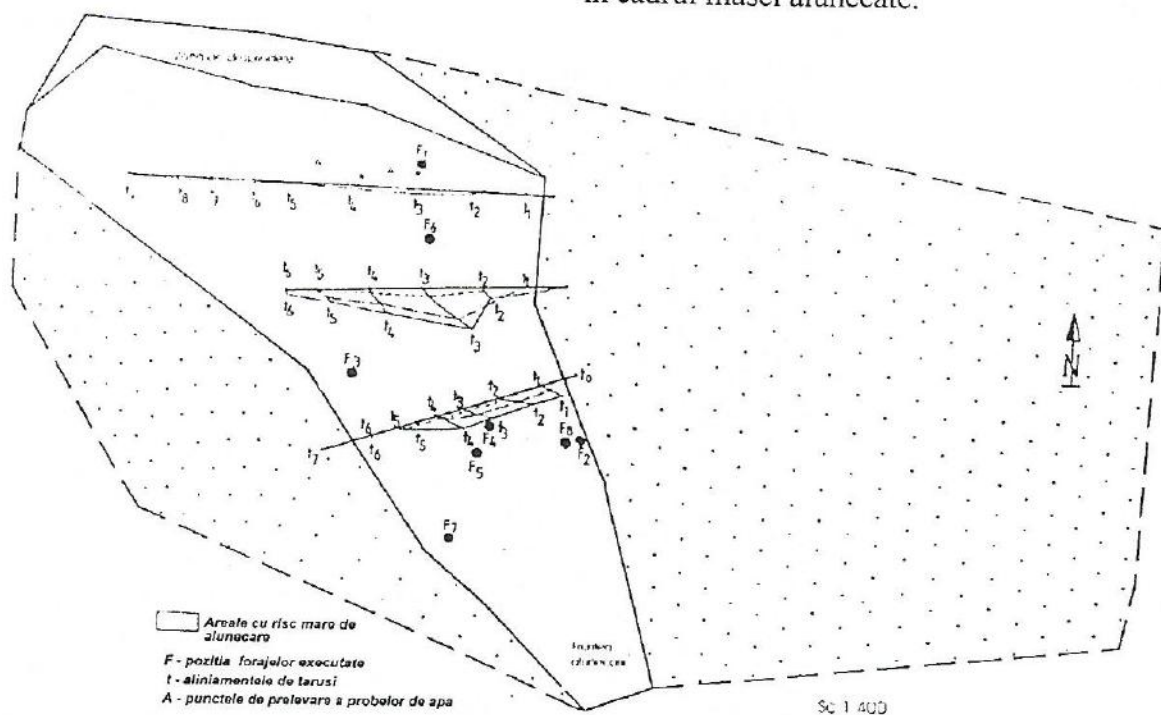


Fig. 3

Limita inferioară de plasticitate prezintă valori de 18,20%, ceea ce conferă depozitelor un grad ridicat de senzitivitate geomorfologică.

Limita superioară de plasticitate prezintă valori însemnate de 48,03%.

Eroziunea mecanică în masa corpului de alunecare a fost măsurată prin intermediul cantităților de material în suspensie transportat

de curenții de apă care circulă prin masa corpului de alunecare. Pentru măsurarea cantității de material transportat în suspensie au fost recoltate trei probe, în zilele de 11.03 când s-au obținut 102,06 g/l; în 12.03 cu 17,18 g/l și 17.03 cu 21,02 g/l. Valoarea ridicată din prima măsurătoare se explică prin recoltarea materialului imediat după declanșarea alunecării când aceasta era încă „crudă“.

Măsurătorile efectuate asupra aliniamentelor de țărui au evidențiat o dinamică foarte activă a alunecării în zilele de după declanșare, o relaxare a deplasărilor pe parcursul celei de-a doua jumătate a lunii martie și începutul lunii aprilie, și o reaccentuare a procesului odată cu precipitațiile bogate de la mijlocul lunii aprilie.

Vectorii de mișcare din corpul alunecării au arătat o tendință de deplasare simetrică a materialelor dinspre cele două margini spre porțiunea centrală. Dinamica cea mai accentuată se realizează pe linia de cea mai mare pantă, îngrămădirea materialelor realizându-se în aceeași direcție.

6. Prognoză

Harta dinamicii deplasărilor și a arealelor de risc maxim reflectă gradul mare de instabilitate în care se află versantul sudic la vest de hotelul Transilvania. prin risc maxim înțelegem arealul afectat momentan de crăpături de distensie de zone de desprindere. În cadrul acestui areal se cuprinde o suprafață de 5310 m² situată la est de alunecarea Dragalina și o suprafață de 1624 m² situată la vest. În privința alunecării Dragalina dinamica acesteia se va menține activă.

BIBLIOGRAFIE

- TREIBER, I., TÖVISSI, I., CORMOS, D., (1973), *Studiul alunecărilor de teren de pe versantul sudic al Dealului Cetățuia-Cluj*, în *Studia Universitatis „Babeș-Bolyai”*, Series Geographia, Fasciculus 2, Cluj-Napoca.
- BĂLTEANU, D., (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie*, Edit. Academiei, București,
- MAC, I., (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Edit. Academiei, București.

*Facultatea de Geografie
Universitatea „Babeș-Bolyai”
Cluj-Napoca*

THE RELIEF'S DYNAMIC VARIETY IN THE „ÎNTRERÂMNIC” SUBCARPATHIAN DEPRESSION

Marian ENE

Key words: Între Râmnic, depression, causative factors, the relief's dynamics.

The Subcarpathian depression „Între Râmnic” is located within the Subcarpathian area between the Buzău and the Șușița river-valleys, on a surface of 74 km².

The dynamics of the relief within this sector is active enough, taking into account, on one hand the passive factors (geological structure, lithology, length and inclination of slopes, the fragmentation of the relief, the degree the surface is covered with vegetation etc.) and on the other hand, especially the active, causative factors (precipitation, the circulation of ground water, the flowing regime on slopes and within the riverbeds, human activity etc.). On the basins of this morphodynamic potential, the dynamics of the relief is rendered by a variety of geomorphologic processes, the most important ones being: surface erosion, ravines and torrents, fluvial processes and landslides.

Flowing out from the mountain area, the Râmnicu Sărat enters a larger area that overlaps the foldings of the external sheet, known as the subcarpathian depression „Între Râmnic”. Regarding its limits, the western part is bordered by the Furu Mountains (1,413 m), the northern part by the Piscul lui Andrei – Gârbova (979 m) hills, the eastern one by the Dealul Roșu (944 m) – Dealul Jariștea (853 m) hills, while in the south Ulmușoru mountain (943 m) and the Bisoca hill (970 m) dominate the area with their higher altitudes. The area in question lies in the subcarpathian zone between the Buzău and the Șușița river valleys. Numerous authors have studied it (Macovei, Botez – 1923; Mateescu – 1927, Rădulescu – 1939, Moțoc – 1952; Tufescu – 1959; Grumăzescu – 1973 etc.).

1. The morphodynamic potential

Of the depression total area of almost 74 km², 75% represent slopes developed on rocks with different characteristics. The modelling processes act differently and with various intensities. All these geomorphologic phenomena are induced by two major categories of factors:

- conditional passive factors, which make the modelling processes accelerate or slow down: the geological structure,

lithology, length and inclination of slopes, fragmentation of the relief, the extent the area is covered by vegetation etc.

- causative active factors rainfalls, underground water circulation, drainage degree on slopes, human activity etc.

The geological structure and the lithology have a great influence upon the geomorphologic processes within the „Între Râmnic” depression. The geologic structure and the different resistance of lithologic forms to the action of the modelling processes vary from one area to another, and even within the same area, is obviously influenced by the hardness degree of the rocks (fig.1).

Within the analysed area, there are heterogeneous lithological forms, nesh layers (marls, sandy marls, gypsum, conglomerates, salt breccias), as well as hard layers (tuff gritstones, dacitic tuffs, limy gritstones, siliceous gritstones, limestones etc.), which induce a more intense erosion. The presence of salty deposits in the Bisoca hill, on the lower course of the Sărățel river, at Plaiu lui Cojan and Podul Mândru, imposes a characteristic modelling of the relief, as the rock bed is extremely soluble. Impermeable rocks in alternation with permeable favour to landslides, often with negative impact on the agriculture and forestry economy of the region.

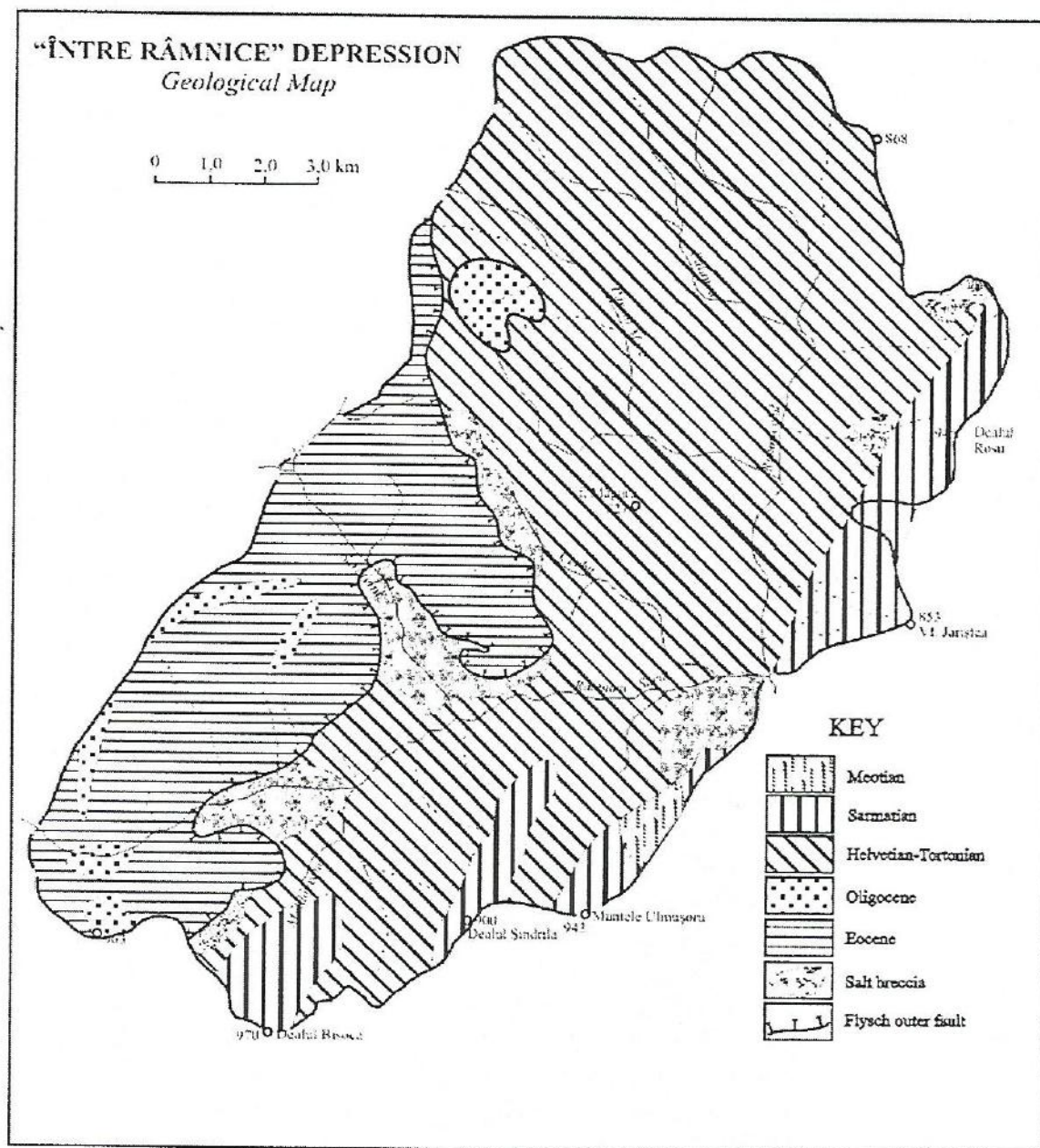


Fig. 1: "Între Râmnic" Depression. Geological Map

The inclination and length of slopes are mainly determined by the geologic characteristics of the "Între Râmnic" depression. The slopes with a length of less than 200 m usually have high inclinations, of more than 25° , and are characteristic of the confluence areas. The slopes with a length of more than 600 m have inclinations of $7-15^\circ$, and are located in the central part of the depression, on the right slope of the Râmnicul Sărat, and within the Bisoca hill. The slopes located on the lower courses of the Râmnicul Sărat and its main contributors (the Sărăţelul,

the Pârâul Cerbului, the Moldoveanu, the Râmnicelul river-valleys) are more than 15° inclined. The slopes of the stream valleys are more than 20° inclined. The slopes inclined more than 35° present the most accelerated dynamics, and most of them correspond to the high banks or to certain layer heads (Piatra Măţei, Cheia Verde etc.). The most frequent processes are the rockfalls induced by the water erosion of the concave banks. The slope processes reflect these morphometric parameters, mainly by ravines and landslides.

Rainfalls have a major importance for the drainage regime on the slopes and within the riverbeds, by moistening the rocks of the slopes. Taking into account the frequency of rainy years (1971, 1972, 1975, 1977, 1983, 1991, 1997, 1998) when the quantities of water were 20% higher than the normal years, the rainy intervals correspond to the periods of intense morphodynamic processes. The rainiest months, with frequent heavy rains, are registered on June – August, when the rainfall amount is sometimes higher than 100 mm/month, while the amounts registered in 24 hours are of 40l/m². During these showers, the drainage on slopes, as well as the discharges of the rivers increases leading to a more intense surface and fluvial erosion. In spring, the slow melting of snow enables a great amount of water to infiltrate into the delluvial-colluvial deposits that cover the slopes, thus starting and accelerating the landslides.

The ground water regime plays an important role in the control of the morphodynamic processes, and especially in the landslides and mudflows. The lithological facies imposes the running water in the slope a specific regime, with the following consequences:

- the capture at different levels of the ground waters, due to the lithological heterogeneity;
- the underground waters running especially though the layer surfaces enables the vertical and horizontal transport of thin particles. Consequently, subsidency processes develop, especially in the salt deposits within the Bisoca hill and the Plaiul lui Cojan-Podul Mândru plateau.

The fragmentation of the relief is a consequence of the modelling processes. Together with other factors, it controls the development of the morphodynamic processes. The fragmentation depth is about 400-500 m, and its density is more than 5-8 km/km², which clearly influences the intensity of the geomorphological processes, which are very frequent and diverse according to their action.

The vegetation, as a passive conditional factor, is mostly represented by the deciduous forests (especially the beech three). Their consistency varies a lot and most of the times they do not offer a fully efficient protection to the soil. This is a consequence of the fact that 95% of the forests are of the same age, comprise the same species of trees, while the forests with different species have been totally cleared in the 17th – 19th centuries. The grasslands and hay fields replace the forest vegetation cover, leading to the intensification of the present geomorphological processes. The overgrazing and clearing of the forests have always represented a major risk. Due to the modifications of the vegetation, the physical-chemical properties of the surface deposits, the moistening and the water retaining capacity have also suffered modifications, with direct implications on the present modelling processes.

Human activity, in its turn, has determined, due to the multitude of manifestations, the starting and intensification of the morphodynamic processes within certain areas. One of these actions is the extension of the built-in areas due to an increasing population. This process is extremely active on the slopes if compared to the quasihorizontal areas. The clearing of the forests, especially in the 19th century, led to the amplificat modelling on of processes. The inadequate construction of certain roads and the multitude of buildings within certain slope areas have increased the instability degree of the covering deposits. Consequently, due to these conditions imposed by the conditional and causative factors, the present modifications of the landscape have a high intensity, numerous alignments are strongly degraded.

2. The dynamics of the relief

Considering the above-mentioned morphodynamic potential, the dynamics of the relief is the result of a multitude of geomorphological processes. The most frequent ones, with high intensity, are: surface erosion, ravines, torrents, fluvial processes and landslides.

The alteration permanently acts upon all the surfaces, its main result being the formation of the alteration crust. On the left bank river of the Sărățelul rivers, along its lower sector, on both slopes of the Cerbul and the Moldoveanu rivers, as well as along the Vulturul stream, where the relief is not sufficiently protected by vegetation, and the rocks are friable (clay, marl, gypsum, salt breccia), the alteration precedes the washing up and deep erosion processes or, by modifying the rock properties, enables the starting of the soil running, landslides and mudflows.

The surface erosion affects the slopes where the drainage has increased considerably, as an immediate effect of the destruction of vegetation. The impact of the raindrops upon the overlying deposits, of the water flowing on slope, and of the torrents gets its greatest efficiency on June-August, on the slopes of the Cerbul and the Sărățelul river and on the right bank of the Râmnicul river, near the Bisoca Hill, and at its confluence with Râmnicelul, where there are no forests or there are forests of a low consistency. This process registers an increased intensity under the Podul Mândru, on the left side of the Moldoveanu stream, as well as on both slopes of the Bisericii and the Palanca streams, due to the excessive grazing that leads to the extension of the linear erosion along the slope. The flow associated with surface erosion has in its turn a large extension, especially on the slopes with inclinations of more than 15° and with poor vegetation. On the salt streams, which appear on both banks of the Sărățelul river, downstream of its confluence with the Sulerița, but also on other secondary tributaries on the left side of the Râmnicului river, near Pleși and Fața Cerbului, the flow imposed the appearance of the lapiez, the most developed and typical ones being located in the Sarea Roșie point. The detachment cliffs as well as the landslide mass with no vegetation are strongly affected by the surface erosion and flows, processes, which visibly mark these surfaces.

Of the 29.8-mapped km^2 , 18.31 km^2 are surfaces, affected erosion. On 75 % of the

affected surfaces, the erosion strong. The modelling effect of surface erosion on the slopes is very important due to the predomination of the process in the evolution of the slopes.

The ravineing and torrentiality play a major part in the modelling processes, affecting more than 15 km^2 of the total mapped surface, namely 51 %. Within the studied area, characterized by a high variety of slope length and vegetation, the ravineing, as an elementary process of the relief modelling, can be independently noticed, but also within the torrential processes. The torrents are well shaped, especially because of the development of the reception basins. In many cases, the presence of ravines owes mainly to the action of the inhabitants. The paths and the cart roads, tillings along the slopes determined the appearance of some ravines of different lengths, as in the case of the Sărățelul and the Râmnicul Sărat confluence area, along the Bisericii and the Palanca streams, and on both slopes of the Râmnicelul river in its middle and lower sectors (Fig.2).

The torrents have different forms according to the layer they develop on and to the direction imposed by the geologic structure. The most frequent ones are the simple, linear torrents with a long reception basin, insufficiently developed. They have a quick evolution, the deep erosion being intense. At the same time, it rapidly extends towards the upper part of the slope, the regressive erosion being favoured by the water quantities received during the showers, as well as by the high slope they develop on. The erosion characterizes the lower half of the evacuation torrential channels, leading to their deepening and lateral collapse of the banks, and slope bases. This induces a permanent imbalance reflected in the appearance and dynamics of the landslides, like in the case of Podul Mândru, right of the Cerbul and near Măgura cu Tisele. Debris cones are numerous and, at present, they are strongly affected by the streams they flow into. As an effect of its deepening, these types of torrents have started to deepen the evacuation basin into its own debris cone.

The most complex torrential organisms, which affect the slope configuration, can be

This natural sensibility at landslides is the result of the specific geological, hydrogeological, geomorphological, and climatic condition. The presence of marls and clays (impermeable and plastic rocks, but with a great capacity of swelling), in alternation with gritstones, salt breccia, and conglomerates (in Paleogene and Miocene formations) – permeable rocks – and certain soluble rocks (salt and gypsum), stratification rhythmicity, presence of driftings and folds, faulting and detachment of layers, presence of ground water at different depths and its oscillation of level, morphology of the region, and human activity are elements which reduce the slopes instability. In humid conditions, clays present very low shearing parameters, which make them a real lubricant. In such cases, landslides may occur and develop even at inclinations of less than 10° .

Due to the high hydrostatic pressure, the ground waters take thin particles, especially where salt appears, thus facilitating the suffusion process, which can represent the cause of landslides. This is a very common phenomenon near the Podul Mândru, Bisoca hill, Culmea Pleșii and on the slopes of the Cerbului, the Bisericii, the Palanca streams etc. Very frequent superficial landslides can be noticed but also deep landslides of great proportions, which affect the ground down to the depth of 15 m. The shape and evolution of landslides are imposed by the geological and litologic structure, but also by configuration of the slopes where they develop. The deep landslides, which affect rather large surfaces are generally old ones, but which have been partially or totally reactivated. They have a periodical character determined by the succession of rainy and dry periods (for example the intervals 1969-1972, 1984, 1996-1998 have been extremely rainy). There can be noticed the landslides near the Bisoca Hill, Măgura cu Tisele, Fața Cerbului and left of the Sărățelul, near Podul Mândru.

The landslide from "Huma Roșie" is a fluent one, affecting the ground down to a depth of 12-15 m. Its length is of almost 450 m, with a level difference of 165 m and it affects a surface of almost $32,000 \text{ m}^2$. The evolution has been very rapid since August 2000, the line of the

detachment area moving towards the upper part of the slope with 45 m, as it was favoured by the excessive grazing, lithological conditions (the presence of salt breccia, salt deposits, clay, and marls), and the deepening of the Sărățelul riverbed in the last rainy years (1996-1998). A larger landslide, along the Sulerița stream, tributary of the Sărățelu, affected a surface of more than $300,000 \text{ m}^2$, 200 m high and with a length of almost 750 m. It is mostly a stabilized landslide due to the forest vegetation, but it presents certain reactivations on some extremely inclined parts.

The landslide near Fața Cerbului, a modelling complex, represents a special example in fact, where besides the main process, the landslide, the mud flows, and the ravines play an important role in the relief modelling. The greatest part of this complex has been put under control, especially due to the pine tree plantations, which successfully stabilized the landslide mass and the detachment area, but there still exists the danger of its reactivation, especially during rainy periods. During these periods, the partial reactivation of certain sectors of the landslide (upstream Pietrele Măței etc.), with serious implication on the slope equilibrium has been recorded.

During these rainy periods, the reactivation of certain torrents, favoured by the excessive clearings from the last decade, has strongly affected the upper parts of the slopes due to the enlargement of the reception basin. The phenomenon is quite visible near the Toporașu Hill, on the Pârâul Mare, near Podul Mândru and Măgura cu Tisele the hills and along the middle sector of the Palanca stream. The mud flows are also frequent within the lower courses of the Sărățelul and the Cerbul streams and within the middle course of the Bisericii, the Palanca, and the Pârâul Mare, their repartition being closely related to some torrential organisms, like within the area near Plaiul lui Cojan or Măgura cu Tisele and on those slopes more than 20° inclined and affected by landslides. Mudflows appear especially in spring and summer, on May-August, due to the showers which remove huge quantities of materials.

Collapses, caving-in, and rollings can be noticed only within relatively small areas, as they affect especially the steep banks of some secondary tributaries of the Râmnicul, made of some hard rocks (salt, gritstones, dacitic tuff). The process is frequently noticed at Pietrele Mâței, Cheia Verde, on the Pârâul Mare and the Palanca, where the heads of the layers appear within the rivers banks. At Pietrele Mâței and Cheia Verde, the layers are almost vertically risen, with an alternation of hard and nesh layers, which favours the appearance of the phenomenon called the “Cyclopic Walls”. Here, besides the linear erosion, the collapses play a great role in the modelling of the layers. The running waters move the materials brought at the basis of these steep slopes.

The karst processes are determined by the salt and salt breccias present at the surface, within the area of the Bisoca Hill, Fața Cerbului, Podul Mândru, Plaiul lui Cojan, Pleși and along the lower course of the Sărățelul stream. Due to the action of rain waters, as well as to the ground ones, the pseudo-karst relief forms have a large extension, the most frequent ones being the vertical, as incipient forms, and horizontal karens. These are quite frequent on both slopes of the Sărățelul stream, at its confluence with the Râmnicul Sărat, and along some smaller tributaries with torrential aspect, which flow out of the Plaiul Pleși. These kareens enable the flowing waters to penetrate the salt streaks, thus generating cavities of variable sizes. Due to the continuous dissolving of salt, inside the salt massifs, there appear certain caves of different sizes (“Sarea Roșie” cave). Certain caves also appeared as a result of landslides, which brought to the surface some salt deposits like the landslide from “Huma Roșie”. Within the lateral walls of this landslide, there appear some caves, one of them having the characteristics of a deep hole. It has a 4m depth and consequently, it collects the surface waters leading them inside the salt massif. In time, the cavities located inside the salt massif get larger, making the resistance of their platform weaker, a phenomenon which usually leads to the appearance of some circular or elliptical pseudokarst microdepressions.

Some of these depressions have been filled with water, forming fresh water lakes, because there is an Eocene gritstone plate above the salt deposits, isolating the water of the lake located in the ground salt deposits. Thus, within the area of Plaiul lui Cojan-Podul Mândru, there are the lakes of Vintileasca (Lacul de pe Plai or Lacul Mare), Lacul lui Giurgiu, and Lacul de la Cruce. On the other side of the Râmnicul Sărat, within the Bisoca Hill, there are other lakes formed on salt, among which we can notice: “La Ogrăzi”, Lacul Limpede, and Lacul Negru.

The fluvial processes are permanent within the Râmnicul Sărat and its main tributary major riverbed, while within their minor riverbeds they are intermittent. On the basis of the field observations, according to the association of different fluvial processes that take place within the riverbeds, there can be separated:

- Valley sectors where the lateral erosion, transport in suspension, and accumulation of alluvium predominate and this is the case of some larger sectors of the Râmnicul Sărat, upstream of Pietrele Mâței, of the Sărățelul at the confluence with the Sulerița and Ursoaia, as well as of the middle and lower course of the Râmnicul etc. Within these sectors, can be noticed meanders due to the reduced slope of the riverbed.
- Valley sectors where the deep erosion dislodging and rolling of the materials, with feeble accumulations predominate, and this is the case of the Cerbului, the Bisericii, the Palanca, and the Pârâul Mare rivulets.

The deepening of the Sărățelul riverbed within the area of the Sarea Roșie, between 1995-1999 is visible (almost 50 cm), as a result of the spring-summer high floods. Within other sectors, the process of deepening is less developed. As a conclusion, we can say that under the influence of the causative and conditional factors, the present morphodynamics of Între Râmnice Depression is very well-shaped, as the geomorphological processes acting within these areas have a high intensity, with important implications not only on the configuration of the basin but especially on the future social-economic activities in the area.



Photo 1 and 2: "Între Râmnice" Depression



References

- CIOACĂ A., BĂLTEANU D., DINU MIHAELA, CONSTANTIN MIHAELA (1993), *Studiul unor cazuri de risc geomorfologic în Carpații de la Curbură*, SCGGG-Geogr., **XXL**, București.
- ENE M. (1997), *Slope processes and landforms in "Între Râmnice" Depression (Curvature Subcarpathians)*, Rev. Noosfera, **2**, București.
- ENE M. (1998), *Dinamica reliefului în sectorul inferior al văii Sărățelului (Morphodynamics of the lower Sărățel valley area)*, Com. geogr., **II**, Edit. Universității din București.
- ENE M. (1999), *Carstul pe sare din depresiunea subcarpatică "Între Râmnice"*, Terra, 1-2, București.
- GRUMĂZESCU H. (1967), *Rolul eroziunii laterale în evoluția reliefului regiunii subcarpatice dintre Buzău și Trotuș*, SCGGG-Geogr., **XIV**, 1, București.
- RĂDULESCU N. AI. (1937), *Vrancea – Geografie fizică și umană*, SC-Geogr., SRRG, **I**, București.
- RĂDULESCU N. AI. (1938), *Cercetări geografice în Moldova : Iarmarocul de la Cașin, Bogăția vegetală a județului Râmnicu Sărat, Vrancea formație politică*, Milcovia, **VIII**, 1-2, Focșani.
- TUFESCU V. (1959), *Torenții de noroi în Vrancea*, Com. Acad. Rom., **IX**, 1, București.

*Facultatea de Geografie
Universitatea din București*

PRESENT DAY GEOMORFOLOGICAL PROCESSES AND THE TENDENCY OF RELIEF EVOLUTION IN THE SUBCARPATHIAN REGION BETWEEN THE TROTUȘ AND THE ȘUȘIȚA RIVERS

Adrian GROZAVU

Mots clefs: *procéssus géomorphologiques, bilan morphogénétique, tendance de l'évolution du relief, Subcarpates*

Les processus géomorphologiques actuels et la tendance de l'évolution du relief de la région subcarpatique entre Trotuș et Șușița. La région subcarpatique comprise entre Trotuș et Șușița est un terrain favorable à la manifestation interdépendante des différents processus et phénomènes géomorphologiques (glissements de terrain, ravinement, chutes, écroulements, déplacements de type solifluidal, déflation etc.) favorisés par la structure géologique spécifique, la variété lithologique, la néotectonique active, mais aussi par leur association avec les variations climatiques et, pas dernièrement, avec un fort impact anthropique.

L'évaluation de la production d'alluvions, sur des bassins hydrographiques de différent ordre, à l'aide d'une équation de type regression multiple pas-à-pas, établie pour les conditions lithologiques de la molasse subcarpatique, indique des valeurs moyennes entre 2520 t/km²/an et 3943 t/km²/an, et l'appréciation du rythme moyen de l'érosion conduit vers des valeurs comprises entre 1,4 mm/an (1400 mm/1000 ans) et 2,2 mm/an (2190 mm/1000 ans).

La tendance d'évolution en plan vertical des lits mineurs des rivières, met en évidence le processus d'agradation comme processus géomorphologique dominant. L'évolution des interfleuves s'inscrit sur la direction du modelé par des processus sculpturaux, d'altération-désagrégation et dénudationnels. Ils apparaissent comme formes dérivés, comme niveaux des cimes résultées par l'intersection des versants et pas comme des témoins de la surface initiale. L'évolution des versants se réalise soit par aplatissement, ayant en general une bonne stabilité, soit par sculpture-fragmentation, à stabilité moyenne, soit par retrait, caractérisés par stabilité réduite.

1. Present Day Geomorphological Processes and Stage of Relief Evolution.

The subcarpathian territory between the Trotuș and the Șușița rivers is a propitious one for the interdependent manifestation of various geomorphic processes and phenomena, favoured by the specific geological structure and its variety, by the active neotectonics but also by their association with climatic variations and by strong anthropic impacts.

The geological and tectonical conditions (Neogene molasse tectonized in different ways: by folding – in the western area, and by rising up in monoclinical structures – in the eastern ones) have the main role in the determination of the stability degree of the slopes. The sedimentary deposits are disposed in parallel strips. Inside these deposits one can find a diversity of horizons (both impermeable and permeable): marl-clays, clay, clay-sands, sands, gravels, silts, tuffs, gipsum etc., which are often subject to **mass movement**, having

consequences in the rapid evolution of the hill-slopes. Positive neotectonic movements in the western half of the region, counter-balanced by the negative ones in the eastern half, result in intense erosional activities of the river system. This leads to the tendency of balancing the lack of equilibrium which appears on the lower third of the slopes by means of degradation processes (landslides).

In areas where sands and sometimes cemented gravels with insertions of marl-clays, tuffs etc. prevail, **ravineing processes** take place. These frequently associate with mass movement, leading thus to a more rapid destruction of the slopes. Furrows and rills, as incipient forms of torrential erosion (with depths of less than 2 m) due to the drainage on the slopes, appear frequently in areas with soft lithological structure and increased declivity, situated between the Oușorul Massif and the Zăbrăuți Piedmont, their density going beyond 400 m/ha. Ravines and landslides scarps, as advanced stages of torrential erosion, appear

in the same lithological and landform conditions as those of the incipient forms; they are obvious in numerous versant sectors.

Another series of versant processes, especially **fallings** in connected to salt dissolving, appear near the contact line with the mountainous region, around Tg. Ocna. Spectacular active banks appear along numerous versant sectors or scarps of terraces, as the strong action of waters in lateral erosion (especially at freshets), leads to the versants undermining and to the appearance of **landfalls** and landslides which bring in important masses of material to the river deposits.

There also exist the possibility of the production of **soilfluxions** toward the end of the cold season (some authors argue that, at least during the würmian glaciation, this territory belonged to the soilfluxion and thermic erosion area, and that periglacial processes contributed to a great extent to the modelling of the versants).

Another geomorphic processes manifest itself quite frequently and actively on the interfluvial level (especially large ones): **deflation**. It is favoured by the soft, dusty nature of the soils in these sectors (Brânduș, 1981).

The prevailing of one or another geomorphic process on certain areas, along with their different intensities of manifestation, represent an important feature of the region. According to the intensity of manifestation of the denudation processes and taking into account their predominant type, more categories of areas can be discussed:

- *Areas wich are slightky affected by present day's geomorfological processes.* Areas in the category are characterized by areolar erosion of low intensuty, by torrential erosion (limited to the incipient forms of linear drainage during abundant and lasting raifalls) and by the existence of old sliding deluviums wich are relatively stabilized.

The surface of the interfluves, especially that of the larger ones, is affected by sight and moderate erosion, caused by the surface-drainage of rainfall waters. Deflation adds to this, being favourizes by the soft and dusty nature of forest ans slightly podzolic soils wich prevail in this area.

The majority of this areas are situated on the top of terraces and on interfluves, but also on versant wich evolved under the forest for a long time or wich are still covered with woods. Such areas can be seen on the top of high and midle terraces of the Troțuș, Cașin, Oituz and Șușița and of their important sidestreams, on the wooded interfluves throughout the Oușorul Massif and the Zăbrăuți Piedmont. They are also present inside the depression area in the western side of the region and within some versant with predominant agricultural usage (the North versant of Buhoci Hill, the upper part of the Buciumi Hill, the western and northern versant of the Poiana Vișoarei Hill) etc. North of Troțuș, such processes develop in the Straja Hill and on the eastern versant of the Perchiu Hill, on that of the Ungurașul Hill and on the western versant of the Rece Hill.

- *Areas wich are moderately affected by present day's geomorphological processes.* In this areas the dominant geomorphic processes are: moderate and intense surface erosion, linear erosion of the furrow's and ravine's type. In small areas, incipient slides with thin deluvium and lens-small relief are present. Areas wich are thus modelled are usually situated on the upper parts of versants and on the scarp of superior terrace of the Troțuș and of its two main sidestreams (the Oituz and the Cașin).

The intensity of areal erosion depends on the variations of the declivity, on the area covered with vegetation, on the type of crop etc. Due to the dotted repartition on small areas, the drawing of areals is a difficult task. Still, we identified larger territories in the Brașov and Straja Hills, on the left of the Troțuș and in the Gutinaș Hill, on its right, downstream of Borzești.

Torrential erosion is evident in some versant sectors along the Troțuș valley (the Gura Văii sector, on the left side ; the sector downstream of the confluence with the Bilca river, at the right side), then along some of its affluent valleys (the left versant of the Pralea river, both versants of the Bilca river in its middle and inferior course), as well as along some of the left sidestreams of the Șușița (the

right versant of Limpejoara, the left one of the Verdea valley, the left versants of the Cârliigelul and Voloșcani valleys).

An impressive development of such landforms, with high densities and the dimensions of torrents, with depths beyond 10 m and lengths from 1 to 3 km, is present on the right versant of the Trotuș (the Cornățel-Copăcești sector) and also towards the South and the eastern side of the Zăbrăuți Piedmont, along the Domoșița valley (beyond Anghelști village) and along the Carecna, Zăbrăuți valleys etc.

- Areas which are strongly affected by present day's geomorphological processes.

This category is dominated by mass-movement processes (which represent more than 50%). Areal and linear erosion and landfalls have a secondary role, occupying small areas, but when they are active, they are very intense and can lead to the complete removal of the soil and to the appearance of the bedrock.

Regions of this type cover most of the versants, being more common near the localities, in reception basins of the secondary rivers or on the main versants with a prevailing northern, northwestern or southwestern exposure. Imposing by their dimensions and intensity are the processes on the left versant of the Trotușului valley in the Gura Văii area, on its right one in the Bôrzești-Negoiești area, on the left versant of the Șușița (the drainage basins of the Verdea, Alba, Rădoia, Valea Babei affluents), at the end of the Trotuș-Oituz interfluve, in the superior basin of the Buciumi river, and on the cuesta-versants of some subsequent valleys which are tributary to the Trotuș (Bogdana, Căiuți, Pralea, Bilca) and so on.

Landfalls are more frequent on the left versant of the Trotuș, downstream of Gura Văii, Boiștea etc., their appearance depending on the existence of high cornices at the margins of the superior terraces, or of fragments of Pleistocene alluvial aprons, which are covered with silt some meters thick. They are also frequent on the right versant, between Lunca Dochiei and Copăcești. And on the scarp of inferior and middle terraces of the Trotuș, Oituz, Cașin and Șușița and of other secondary valleys (Pralea, Căiuți, Domoșița, Zăbrăuți, Haloșul Mare, Curița,

Buciumi), by the undercutting of the banks in sectors where rivers come into contact with the basis of the terraces (by lateral erosion).

They are also highly degraded areas where the main role belongs to areal erosion and to ravining. A very good example is set by the region north of Răcoasa, on the left versant of the Șușița, or by those on the left versant of the Trotuș (downstream of Tg. Trotuș) and on the drainage basins of Istocu, Nicorești, Buciumi, Gutinaș and so on. The specific causes in these areas are connected to lithology (the prevailing sandy-silty petrographic facies) and to morphometry (increased declivities). These add to the general climatic conditions (belonging to the moderate temperate-continental type, with medium multianual rainfall of about 600-700 mm and quite frequent showers), which are in fact the source of the favourable conditions for landslides.

2. Present Day's Morphogenetic Balance and the Tendency of Relief Evolution.

It is generally known that molasse territory is subject to highly probable erosion processes and, implicitly, to generation of alluvial deposits. In the prognosis of alluvium production the starting point is the thoroughgoing knowledge of the levels of organisation of a river deposit system; to be more exact, of a drainage basin, considered as "a system in which the inputs are the control factors, the deposit transfer and stocking, which are provided for by the erosion-transport-sedimentation triad, and the output of the system is represented by the alluvium effluency" (Ichim et al., 1986).

Control factors are represented by the geological, landform, climatic, hydrological, vegetation conditions and so on. Of all these, special interest is given to the geomorphologic factors, as they are the result of the erosion-alluvium evacuation report. As a consequence, the starting point in the resolving of the problem of the present day's morphogenetic balance in the subcarpathian area between Trotuș and Șușița consisted of the hierarchic construction in the Strahler system of the river basins and of taking into account of their morphometric elements.

The estimation of alluvium production for the III, IV, V and VI drainage basins, by taking into account of four morphometric variables (the basin's area, its form coefficient, the density of the river system, the relief report), as well as of the medium quantity of rainfall and of the

predominant lithology (as a very significant variable in the control of alluvium production).

The lithologic factor is represented by rocks belonging to the molasse outcrop with a generally reduced resistance to erosion and with the prevailing of silty elements as compared to the sandy ones (Fig. 1).

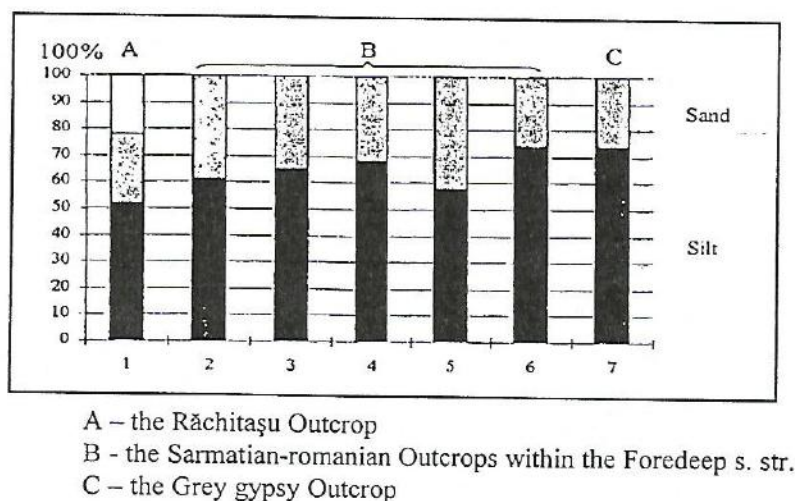


Fig. 1 The repartition of petrographic elements in the main molasse outcrops in the Trotuș-Șușița sector (after Grasu et al., 1999)

Relative resistance to erosion was calculated taking into account the relief intensity and the long profile gradient of the III rank rivers. For the lowest values of these parameters the result was of 0,86.

There have been identified more lithological groups (A, B, C, D) as reported to their resistance to erosion, whose planimeter and quantity registration show the fact that 21,9% of the studied area's relief has developed on rocks belonging to the Pericarpathean Nappe and 78,1% on rocks belonging to the Foredeep s. str. (Fig. 2).

Rocks with a higher resistance to erosion (1,37) belong to the Răchitașu and Haloș-Sărățel outcrops within the Pericarpathean Nappe, while rocks with the lowest resistance to erosion (0,86) form the Villafranchian-Quaternairean outcrops, within the Foredeep s. str. (Table nr. 1).

Alluvium production values have been calculated for each III, IV, V and VI rank drainage basin, making use of an equation of the step-by-step multiple regression type, established for the lithological conditions of the subcarpathean molasse (Rădoane et al., 1991):

$$\log P_a = 4,54 - 0,178 \log \Omega + 0,746 \log S_b + 0,036 \log Cf - 0,104 \log D_i + 0,332 \log RR - 0,544 \log PP$$

where:

- P_a - the alluvium production (t/km²/year);
- Ω - the rank in the Strahler system;
- S_b - the area of the drainage basin (km²);
- Cf - the basin's form coefficient, as the ratio between the basin's inner circle's diameter and its outer circle's diameter;

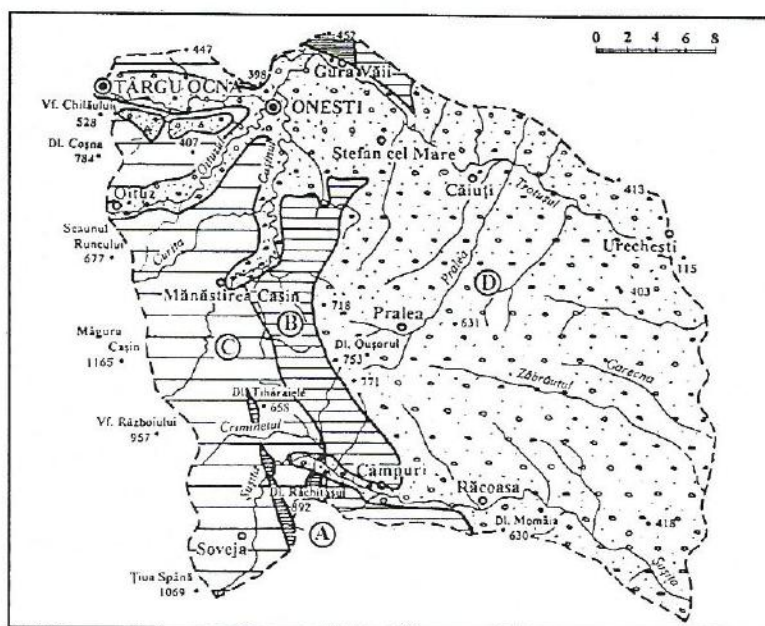


Fig. 2 The main lithological groups in the Subcarpathian territory between Trotuș and Șușița rivers, separated according to their resistance to erosion

Table nr. 1. Lithological groups according to their resistance to erosion in the Subcarpathian territory between Trotuș and Șușița rivers

Lithologic Group	Outcrop	Occupied area		The index for relative resistance to erosion
		(km ²)	(%)	
A	The Răchitașu and Haloș-Sărătel Outcrops	14,3	1,4%	1,37
B	The Sarmatian-romanian Outcrops in the Foredeep s.str.	121,5	12,8%	1,26
C	The Salty inferior Outcrop and the Grey gypsy Outcrops	208,2	20,5%	1,00
D	The Villafranchian-Quaternairean Outcrops	709,0	65,3%	0,86

- D_r – the river system's density (km/km²);
 - RR – the relief report (m/km), as the ratio between the basin's length and its maximum relief intensity;

- PP – the average quantity of rainfall (mm);

The results show that in this area the **specific alluvium production** of the IIIrd rank river basins varies from 1876 t/km²/year to 3226 t/km²/year, with a series of territorial differences caused by lithology (Fig. 3). The highest values belong to the river basins wich are carved in the Căndești Outcrop within the Zăbrăuți Piedmont and the Oușorul Massif, and to the terrace deposits of the Trotuș and Șușița rivers. The absolute maximum value (3226 t/km²/year) corresponds to an affluent's drainage basin on the right side of Trotuș (Găureana) wich has an elongated form and exclusive agricultural use. At the opposite side, the lowest values (1876 t/km²/year) are specific to an

tributary of the Păraia river, wich has a small area, a low elongation coefficient and it is covered with woods.

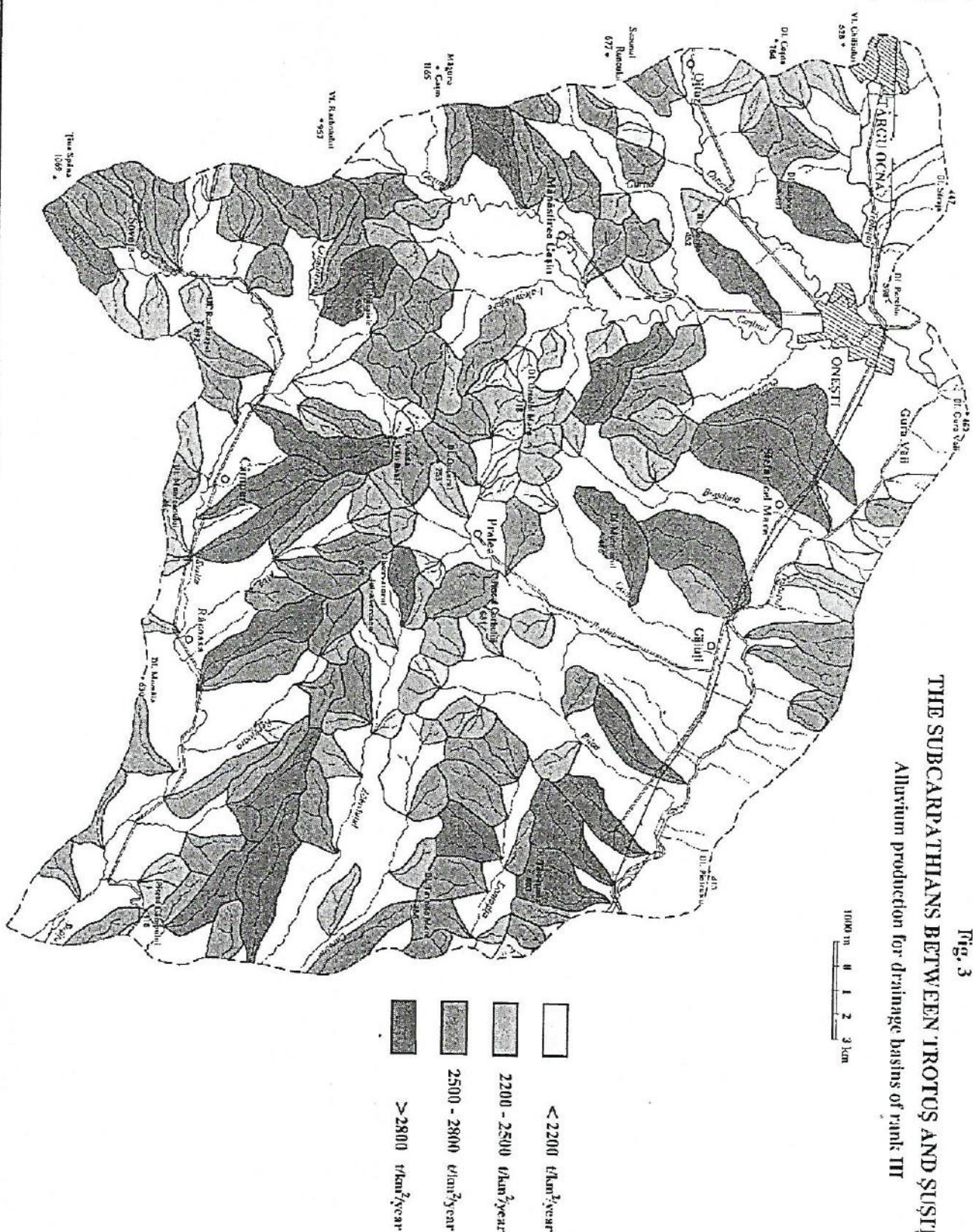
The IVth rank river basins have a medium alluvium production of 2928 t/km²/year while the Vth rank ones have a 3236 t/km²/year medium value and the VIth rank river basins – 3943 t/km²/year medium value.

The evaluation of the **medium erosion rhythm** in all the 174 IIIrd rank drainage basins of this area results in values of about 1,4 mm/1000 years). For the IVth rank drainage basins, the medium value is that of 1,6 mm/year (1626 mm/1000 years), while the Vth rank drainage basins, the medium values of 1,8 mm/year (1797 mm/1000 years) and VIth rank ones of 2,1 mm/year (2190 mm/ years). The process is under the decisive control of the lithological factor, but it is also under the influence of tectonical, geomorphological, climatic, antropical factors etc.

Fig. 3

THE SUBCARPATHIANS BETWEEN IROTOȘ AND ȘUȘIȚA RIVERS

Alluvium production for drainage basins of rank III



The considerable content in fine fractions (silts and clays) specific to the molasses petrography, the high and medium values of the positive neotectonical movements (from 1 to 4 mm/year), the relatively high seismic activity in the area together with the great extension/year, of landslides and other slope processes that transpher slope deposits towards and into the river beds, represent factors wich

are extremely favourable for the taking over of large quantities of these deposits by the alluvium deposits in this area.

The tendency of the **vertical evolution of river beds**, studied on the basis of the analysis of temporal series for the rivers on the eastern side of Eastern Carpathians (Rădoane et al., 1991), show as the main geomorphological process that of *aggradation* (Fig. 4).

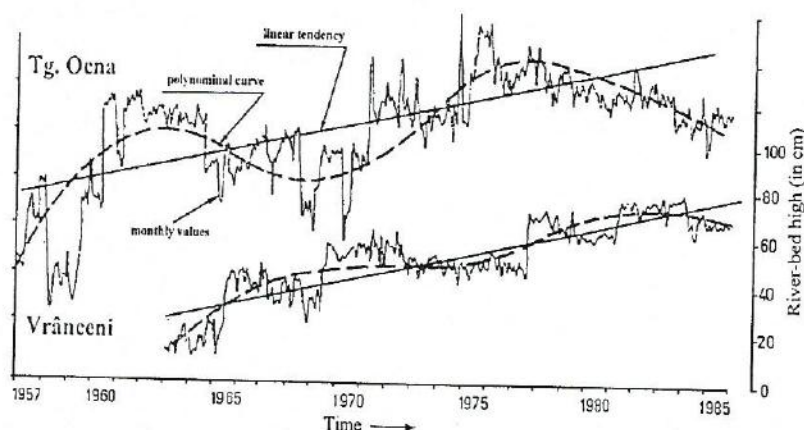


Fig. 4 The modification of the Trotuș river-bed height in the long profile (after Rădoane et al., 1991)

On the general tendency of rising up of the river-bed, the existence of some aggradation-degradation cycles is obvious. The succession of these cycles can be assimilated to the presence of large waves of transported loads for a long period of time. As far as the Trotuș is concerned, these waves are composed of lower amplitude stages (40-50 cm), which are part of a larger system with amplitudes from 1 to 2 m, in a much longer period. It has also been proven that the aggradation-degradation waves migrate downstream and at the same time register a decrease in their length and amplitude with a rate of almost 8 km/year.

Interfluves appear as derived forms, as peak levels resulted from the intersection of versants due to the processes of erosion, of mechanical-chemical weathering and denudation in relatively recent periods (from the Inferior Pleistocene up to the present) and not as outliers of the initial layer. Their height differences could lead us to the idea of the existence of some distinct levels of erosion, but

there is a much bigger probability that thus variations should be a consequence of the different base levels of erosion of the river basins they are limiting, of the diverse resistance of the petrographic facies they developed upon, and even of the different intensities of neotectonic movements. It is only normal that this evolution should follow the same trend, that of the predominant way of modelling by means of sculptural and denudational processes and determine their altitude, orientation and form.

As for **the slope**, the establishment of the fundamental ways of evolution depends on the present day geomorphological processes frequency, on their development rhythm, on the intensity of erosion and accumulation, on the lithological variety and even on the anthropic impact.

Taking into account the morphological conditions and the morphodynamic association of processes and forms, more categories of slope can be distinguished, characterized by different directions of evolution:

- *Slopes with a leveling-beveling evolution* - developed on easily weathering rocks, generally sandy, silty or clay-sandy), with a relatively good stability. This evolution manifests itself by means of mechanical and chemical weathering, raindrops impact, pipping- compaction and creep, the slope withdrawal being concomitant to their beveling. Such situations are frequent on the top of terraces and on large interfluvies within the Oituz-Caşin depression, as well as along the Troțuș, Cașin, Oituz and Șușița rivers.

- *Slopes with a sculptural-breaking up evolution* - with a medium stability. They are generally developed on the Căndești Outcrop, within the Oușorul Massif and the Zăbrăuți Piedmont, and they appear as a result of the deepening and of the regressive erosion of the river system.

- *Slopes with a withdrawal evolution* - characterized by low stability, affected by ravineing and landsliding processing. The tendency to decrease the slope by the evacuation of materials from the upper part and by their stocking at the base (as complex, deluvium and erosion glacises and alluvial fans) is obvious on the left slope of the Troțuș, in some sectors of the right slope of the Șușița, and mostly on the slope of some affluent basins of the two rivers (Pârâul Mare, Bogdana, Pralea, Curița, Verdea, Alba, Repejoara drainage basins etc.).

Land susceptibility to landslides (Grozavu, 1998) varies from moderate to severe values, with the lence of the moderate ones, specific to slopes carved in the Villafranchian-Quaternary Outcrop, with declivities from 15° to 30° and varied exposure.

References

- BĂLTEANU, D., CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA, SANDU, MARIA (1996), *Some case studies of geomorphological risk in the Curvature Carpathians and Subcarpathians*, Rev. Roum. Géogr., 40, București.
- BRÂNDUȘ, C. (1981), *Subcarpații Tazlăului. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei, București.
- GRASU, C., CATANA, C., MICLĂUȘ, CRINA, BOBOȘ, I. (1999), *Molasa Carpaților Orientali. Petrografie și sedimentogeneză*, Edit. Tehnică, București.
- GRECU, FLORINA, COMĂNESCU, LAURA (1998), *Studiul reliefului. Îndrumător pentru lucrări practice*, Edit. Univ. București.
- GROZAVU, A. (1998), *Evaluarea coeficientului de susceptibilitate la alunecare a terenurilor din zona subcarpatică dintre Troțuș și Șușița*, An. Univ. "Ștefan cel Mare" Suceava.
- ICHIM, I., RĂDOANE, MARIA, URSU, C., DUMITRESCU, G. (1986), *Model de regresie multiplă progresivă pentru evaluarea producției de aluvioni din bazine hidrografice mici*, Hidrotehnica, 31, 10, București.
- MAC, I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Edit. Academiei, București.
- RĂDOANE, MARIA, ICHIM, I., PANDI, G. (1991) - *Tendențe actuale în dinamica patului albiilor de râu din Carpații Orientali*, Studii și cercetări de geografie, XXXVIII, București.
- RĂDOANE, MARIA, ICHIM, I., RĂDOANE, N., DUMITRESCU, GH., URSU, C. (1991), *Analiza cantitativă în geografia fizică*, Edit. Universității "Al. I. Cuza" Iași.
- *** (1967) - *Harta geologică a României (foile Bacău, Bârlad, Covasna și Focșani)*, sc. 1/200 000, Instit. Geol. Rom., București.

MORFODINAMICA AVANPLAJEI DIN CADRUL ȚĂRMULUI SF. GHEORGHE

Alfred VESPREMEANU-STROE

Cuvinte cheie: avanplajă, drift de țărm, zona de deferlare a valurilor, transport net de sedimente.

The morphodynamics of ridge and runnel – proximal bar system on the Sf.Gheorghe shore. The morphological variability of the 0...-2 m horizon in the frame of submersed sector is studied for Sf. Gheorghe shore. This is a complex shore affected by stationary dynamics, which stretches for 5 km north from the Sf. Gheorghe arm mouth. The changes have been marked on the transversal geomorphological profiles carried out during June 1999 – August 2000. They also been have compared to the variations of the emers shore configuration during August 1996 – August 2000.

The sand volumes transported in the ridge and runnel field oscillates between -8...+12 m³/m/day during the erosion and accumulation peaks. The emersed shore registers an opposite erosion/accumulation status: -27...+5 m³/m/day. This shows that the simultaneous processes acting on the emersed and submersed shores are often complementar.

During storms, a big quantity of sediments is taken from the beach or even dune deposits and distributed on the shore terrace especially on bars. The bars are moved seaward by maintaining approximately the same height due to the accumulation processes. In calm sea conditions, the I and II bars move slowly landward and often send a sand wave that consolidates the ridge and runnel system in the front of the beach. When the sea level decreases, a part of the ridge and runnel system can become a part of the beach. The elements of rhythmic topography: beach cusps, sand waves (30-70 m) and the anchored bars, migrate along the shore due to longitudinal currents action.

1. Introducere

Pe țărmurile joase ale mărilor cu regim micromareic, între terasa țărmului cu bare și șanțuri și unitățile țărmului emers, se găsește un sector de racord cu dinamică foarte activă denumit avanplajă. Morfologic, avanplaja se prezintă sub forma unei trepte care înclină ușor către larg, cvasiorizontală, care cuprinde în general o singură creastă situată la adâncimi mici: -0,5...-1m. Mai rar, în stadiile intermediare ale migrării materialelor din cadrul avanplajei către plajă, se formează încă o creastă, desprinsă din cea inițială și despărțită de aceasta printr-un șanț puțin adânc – șanțul avanplajei.

Întregul sistem al avanplajei este foarte mobil fiind considerat printre cele mai dinamice sectoare ale reliefului submers (Lippmann T.C., Holman R.A., 1990). Această mobilitate deosebită se datorează adâncimilor mici la care se dezvoltă avanplaja: 0...-1,5m și care o poziționează cel mai adesea, din punct de vedere hidrodinamic, în cadrul sectorului de surf. Astfel, morfologia ei înregistrează toate

variațiile de intensitate ale energiei meteo-marine. Termenul de avanplajă a fost introdus în literatura românească de specialitate (Vespremeanu E., 1987), ca derivat de la cel de "avant-plage" (fr.) care desemna partea inferioară a plajei, situată sub nivelul mării înalte. Avanplajei, așa cum am definit-o noi, îi corespunde în nomenclatorul englez, pe țărmurile mezo- și macromareice, termenul de "ridge-and-runnel", prin care se deosebește de "bar-and-through" corespunzător la noi sistemului de bare și șanțuri de pe terasa țărmului.

Locul de studiu a cuprins întreg țărmul Sf. Gheorghe, care se întinde pe o distanță de cinci kilometri la nord de gura de vărsare a brațului omonim (fig.1). A fost ales acest sector ținându-se cont de comportamentul unitar și mai ales de morfologia sa foarte echilibrată din cuprinsul căreia nu lipsește nici o unitate a profilului sinoptic specific țărmurilor joase.

Datorită poziției stabile a țărmului în orizonturi de timp de ordinul zecilor de ani, cu o dinamică manifestată precumpănitor la nivelul

plajei, avanplajei și terasei țărmului unde se înregistrează ciclicitatea proceselor morfogenetice, implicit reversibilitatea formelor, țărmul Sf. Gheorghe este considerat ca fiind de tip mixt cu o dinamică staționară (Vespremeanu E., 1987).

2. Tehnica de lucru

În intervalul Iunie 1999 – August 2000 am efectuat cinci campanii de teren în cadrul cărora informațiile privind dinamica orizontului 0...-2m au fost obținute în special prin ridicarea de profile geomorfologice transversale, sprijinite pe 6 dintre reperii rețelei bornate. S-au adăugat măsurătorile zilnice ale variației volumelor de nisip în dreptul reperului P5, pe cca. 150m în lungul țărmului, surprinse tot prin tehnica profilelor geomorfologice executate în dreptul unor reperi temporari, fixați în funcție de poziția elementelor de topografie ritmică din cadrul liniei țărmului, respectiv a arcelor de plajă (*sand wave*)

Sporadic, s-au efectuat și măsurători ale vitezei driftului de țărm și de plajă cu ajutorul moriștei hidrologice și a flotorilor. De asemenea, a fost înregistrată înălțimea valurilor defrlante (H_b) prin citirea la miră și s-a calculat perioada (T). La toate acestea s-au adăugat numeroase cartări de teren pentru o mai bună identificare a schimburilor care au loc în profil longitudinal al țărmului.

3. Rezultate obținute

În cadrul țărmului Sf. Gheorghe, avanplaja are o dispunere asimetrică, fiind mai îngustă în sud (30-40m), datorită prezenței bancului submers situat în prelungirea capului Buival și mai lată în partea centrală și nordică (45-55m, 50-60m) unde interceptează o cantitate mai mare de energie, rămasă neconsumată în urma trecerii valurilor peste terasa țărmului (fig.2). Extinderea avanplajei este acompaniată de creșterea lățimii și adâncimii șanțului proximal care o desparte de prima bară. Se remarcă poziționarea marginală, către larg a crestei avanplajei, excepție făcând perioadele cu furtuni, când avanplaja se înalță, se lățește și se aplatizează.

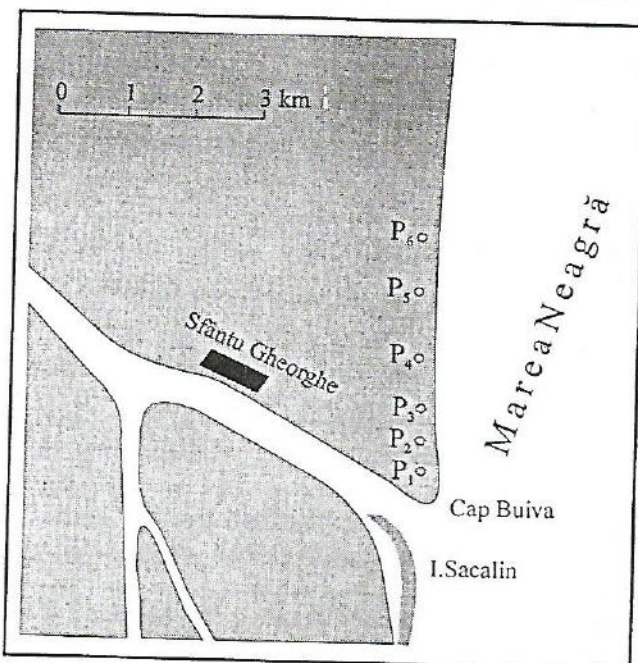


Fig. 1 Rețeaua bornată de pe țărmul Sf. Gheorghe

Schimbările survenite în morfologia avanplajei avanplajei, și în general a întregului țărm submers (*nearshore*), conțin două componente. Prima, bidimensională, se produce uniform în lungul țărmului și corespunde deplasărilor perpendiculare pe linia țărmului: migrări către larg sau către uscat ale avanplajei și barelor. A doua componentă, tridimensională, descrie un comportament neuniform în profil longitudinal și generează redistribuirea nisipului în lungul țărmului în timpul dezvoltării formelor ritmice.

A. Variațiile avanplajei în profil transversal

În literatura de specialitate, care abordează dinamica sectorului nearshore, sunt indicii că deși pentru intervale scurte de timp, de ordinul zilelor și săptămânilor, cele mai intense schimburi se realizează datorită circulației în lungul țărmului, odată cu creșterea scării temporale, sezoane și ani, variabilitatea plajei, avanplajei și barelor devine predominant legată de migrarea nisipului în profil transversal (Clarke D.J., Eliot I.G., 1988; Ruessink B.G. et al., 2000).

Cele mai rapide modificări la nivelul avanplajei se produc în timpul furtunilor, când, fără excepții, au loc variații volumetrice

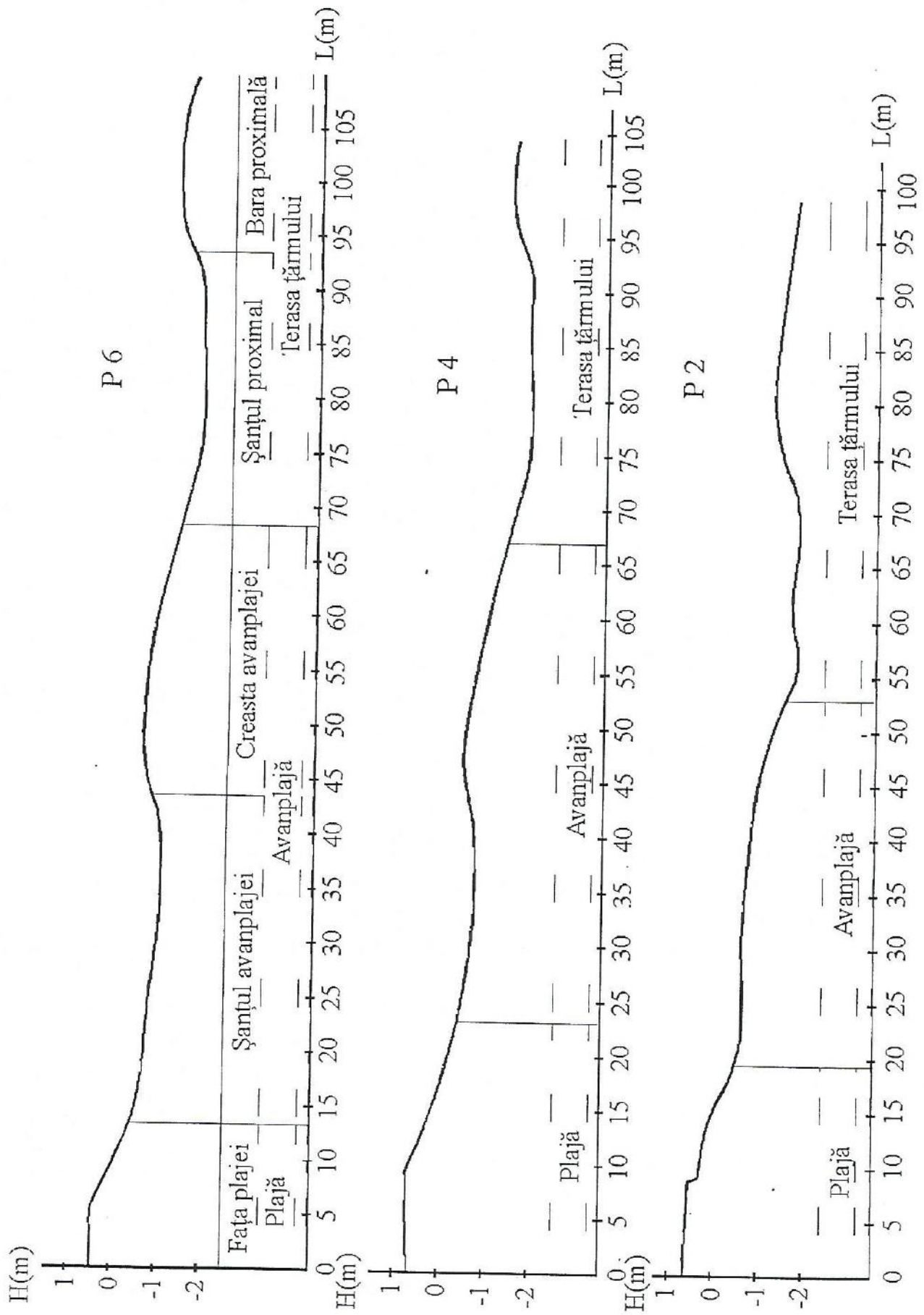


Fig.2 Profile avanplajă-bara proximală pe țărmul Sf. Gheorghe (August 2000)

pozitive. Furtunile cu intensitate mică, cunoscute ca furtuni de vară ($t < 36h$), produc deplasări convergente de sedimente, din cadrul plajei dar mai ales al barelor, către partea mediană a sectorului de surf, care se suprapune în general avanplajei (fig.3). Datorită disproporției dintre volumele de material alogen, tranșată net în favoarea barelor, furtunile cu intensitate mică reprezintă o etapă importantă în migrarea nisipului de pe terasa țărmului către uscat. Volumele tranzitate în aceste condiții sunt de $3-8m^3/m/zi$. În fig.3 se pot observa modificările avanplajei datorate intensificărilor stormice din 15-16 Iulie 2000, când nivelul mediu al profilului s-a ridicat cu $0,3m$. După furtună, o parte din materialul câștigat, se grupează sub forma unei creste, care

se deplasează rapid către fața plajei. Trebuie reținut că aceste procese de după furtună sunt de regulă, conservative, producându-se fără aport sau consum de sedimente.

Furtunile puternice ($t > 60h$) generează același tip de schimbări în dinamica avanplajei ca și furtunile de vară, cu deosebiri doar sub raport cantitativ. Se materializează prin înălțarea cu $0,3-0,5m$ a nivelului mediu al profilului, însoțită de o extindere și o aplatizare generale. Acumulările semnalate în aceste condiții se ridică la $6-12 m^3/m/zi$ provenind din erodarea țărmului emers, respectiv plaje și dune. Cele mai mari valori ale eroziunii/acumulării înregistrate de noi în cadrul dunelor-plajelor/avanplajei, la furtuna extraordinară din 21-24 Ianuarie 1998 (reperul P2), au atins $-27 m^3/m$, respectiv $+18m^3/m$.

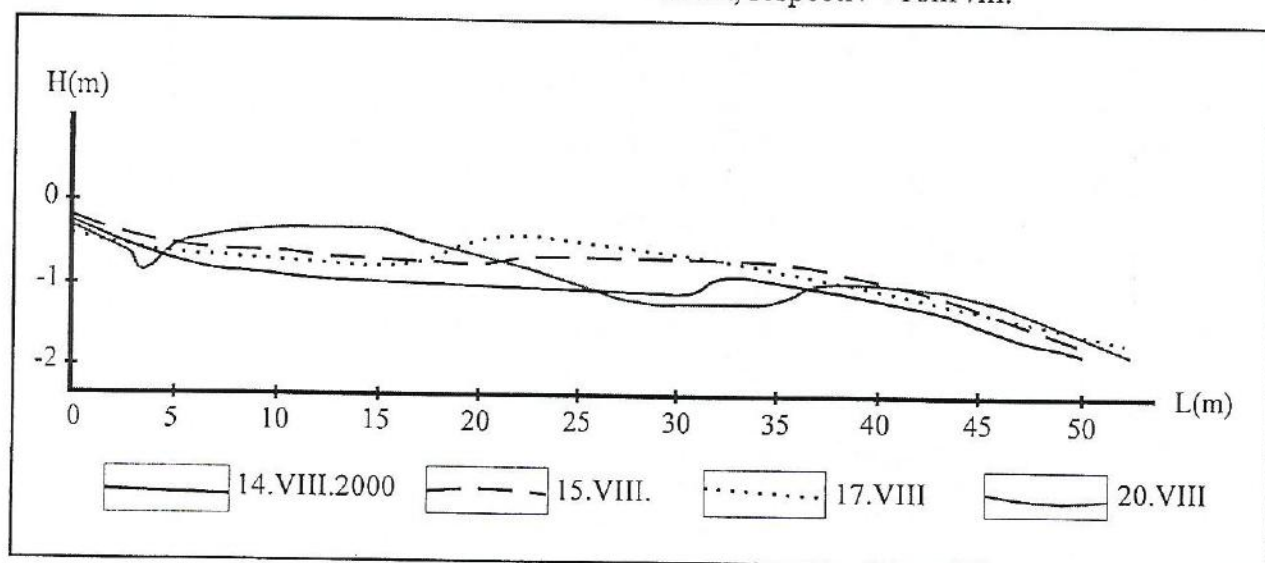


Fig.3 Schimbări ale profilului avanplajei la P4 în timp și după furtuna de vară din 15-16 Iulie 2000

De asemenea, modificări importante în cadrul avanplajei, se produc în condiții de mare ușor agitată și în perioadele de scădere a energiei marine, când se declanșează intense migrări ale nisipului către interior. Fig. 4 ilustrează schimbările survenite în 26-29 Iulie 1999 la P3, pe fondul scăderii înălțimii valurilor de la $H_{1/3} > 0,7 m$ (26 Iulie 1999) la $H_{1/3} = 0,3 m$ (29 Iulie 1999). Acestor schimbări hidrodinamice le corespunde o coborâre treptată a nivelului mării cu cca. $0,25m$, care a menținut un potențial crescut de modelare a avanplajei, de către valuri. Au loc schimburi

semnificative ale poziției liniilor morfologice: linia apei și creasta avanplajei cu dezvoltarea unor intense procese constructive pe fața plajei, de tipul dedublărilor (Vespremeanu-Stroe A., Constantinescu St., 2000).

Migrarea crestei avanplajei se produce concomitent cu ridicarea nivelului său, care adesea conduce la o emersarea parțială și formarea unei fațe plajei temporare (fig.4 – 29 Iulie 1999). În astfel de cazuri, creasta feței plajei temporare este foarte scundă și permite desfășurarea amplă a proceselor de overwash care formează reveruri pe spinarea avanplajei

emersae aflată în mișcare regresivă, până la alipirea de plajă. Expresia matematică a maximului deplasării ascendente (uprush), R , a valului ce se sparge pe fața plajei este:

$$R = U^2/2g$$

U , viteza de deplasare a liniei apei la începutul uprushului, se poate exprima:

Astfel, $R = C^2 H_b/2$, unde H , reprezintă înălțimea valului deferlant, iar C este un coeficient care descrie eficiența spargerii, luând valoarea 2 pentru cazul ideal în care energia potențială este convertită în energie cinetică. De aici $R = 2H$, ceea ce înseamnă că avanplaja emersată, care doar în cazuri excepționale se înalță cu mai mult de 0,2 m peste nivelul mării, este susceptibilă a se deplasa regresiv chiar și în condiții de mare ușor ondulată cu valuri de doar 10-15 cm.

B. Dinamica Avanplajei în profil longitudinal

Transportul sedimentelor în lungul țărmului, care pentru intervale scurte de timp reprezintă principala componentă a variabilității morfologice (Ruessink et al., 2000), este susținut de curenții induși prin refracția și spargerea valurilor: driftul de țărm și driftul de plajă. Frecvența ridicată a întâlnirii unor linii de spargere a valurilor chiar în acvatoriul avanplajei permite formarea unui drift puternic unde cea mai mare cantitate de materiale transportate se află în suspensie. Viteza curenților se poate calcula din conversiile energetice ce au loc la spargerea valurilor. Formula derivată de Longuet-Higgins se reduce la o expresie simplă:

$$V_d = 1.19 \sqrt{g H_b \sin \alpha \cos \alpha}$$

unde V_d este viteza driftului, iar a , unghiul făcut de valul deferlant cu linia țărmului.

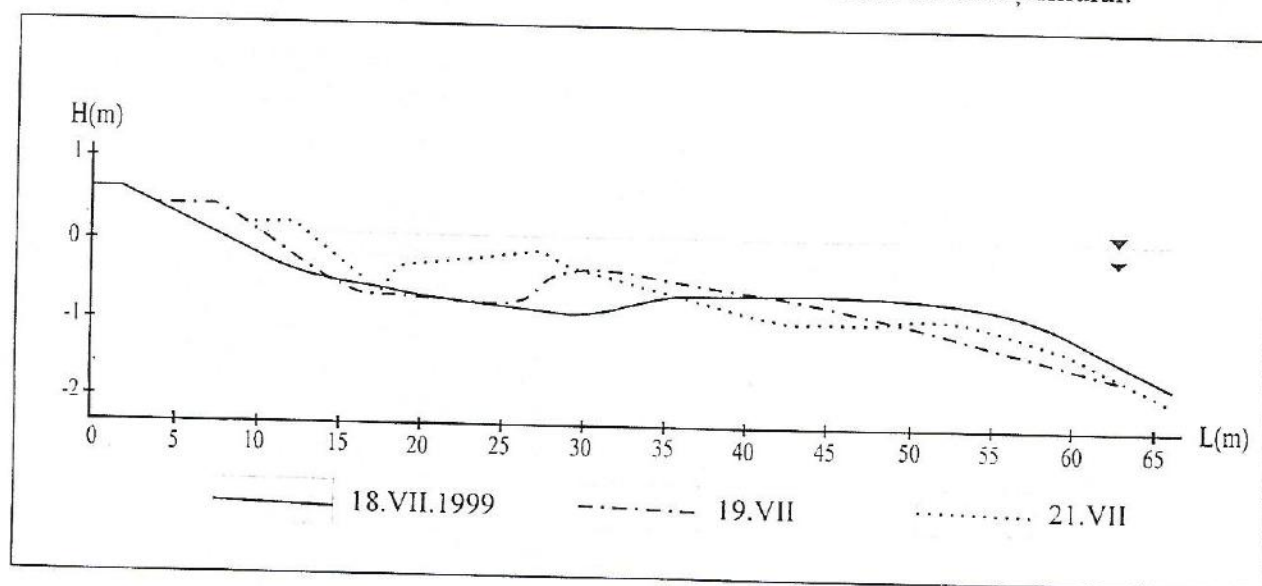


Fig. 4 Migrarea avanplajei în condițiile scăderii energiei marine (P3)

Experimental, s-a constatat că deplasarea unei cantități maxime de sedimente în lungul țărmului se produce atunci când valurile se apropie de țărm sub un unghi de 30° (King C.A.M., 1972).

Un caz interesant îl constituie barele transversale (*transverse bars*) care se formează prin trimiterea unor terminațiuni ale crestei avanplajei ce se prind de fața plajei, cu alură crescentică dată de persistența driftului de țărm (fig. 5).

În luna august 2000, după 8 zile de circulație orientată nord-sud, cu intensificări ale driftului de țărm în timpul furtunii din vară din 15-16 august de până la 1 m/s, după care circulația nordică s-a menținut la valori scăzute (0,1 – 0,2 m/s) ce au favorizat migrarea crestei avanplajei către fața plajei, s-a ajuns la formarea barelor transversale în sectorul $P_4 - P_6$, cu o echidistanță medie de 40 m (fig. 5 – b). Acest caz ne oferă cel mai complex tip de avanplajă, cu două creste despărțite între ele (de șanțul

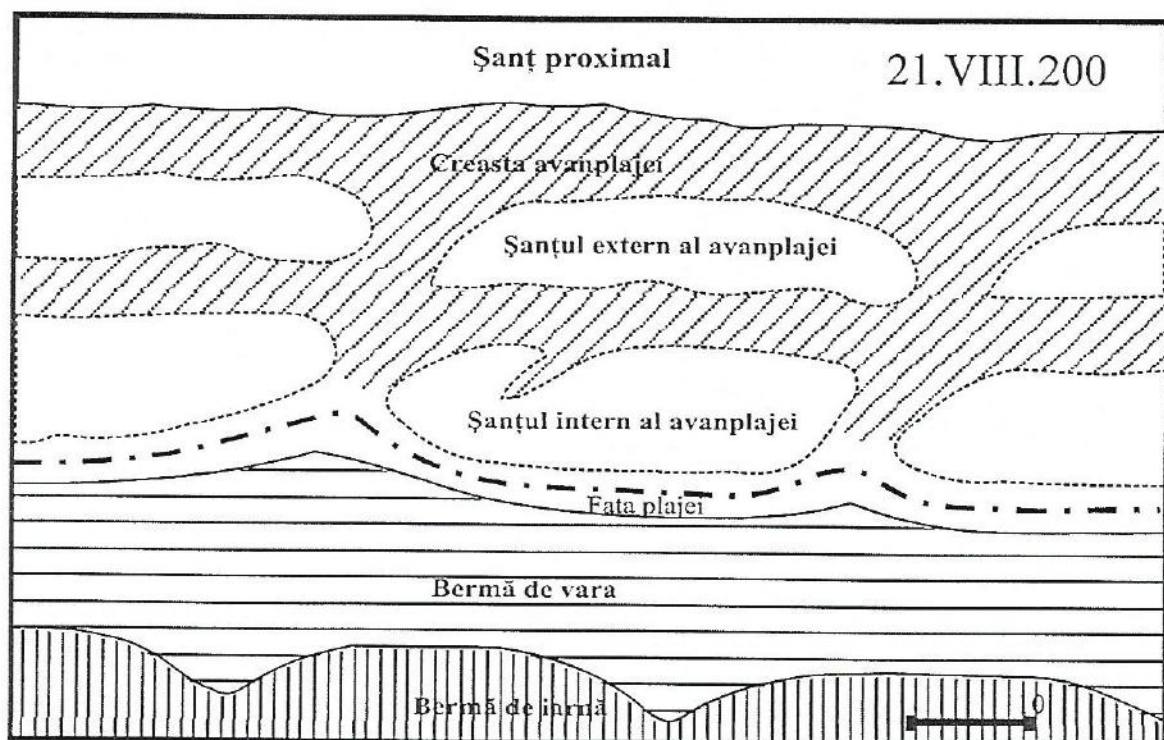
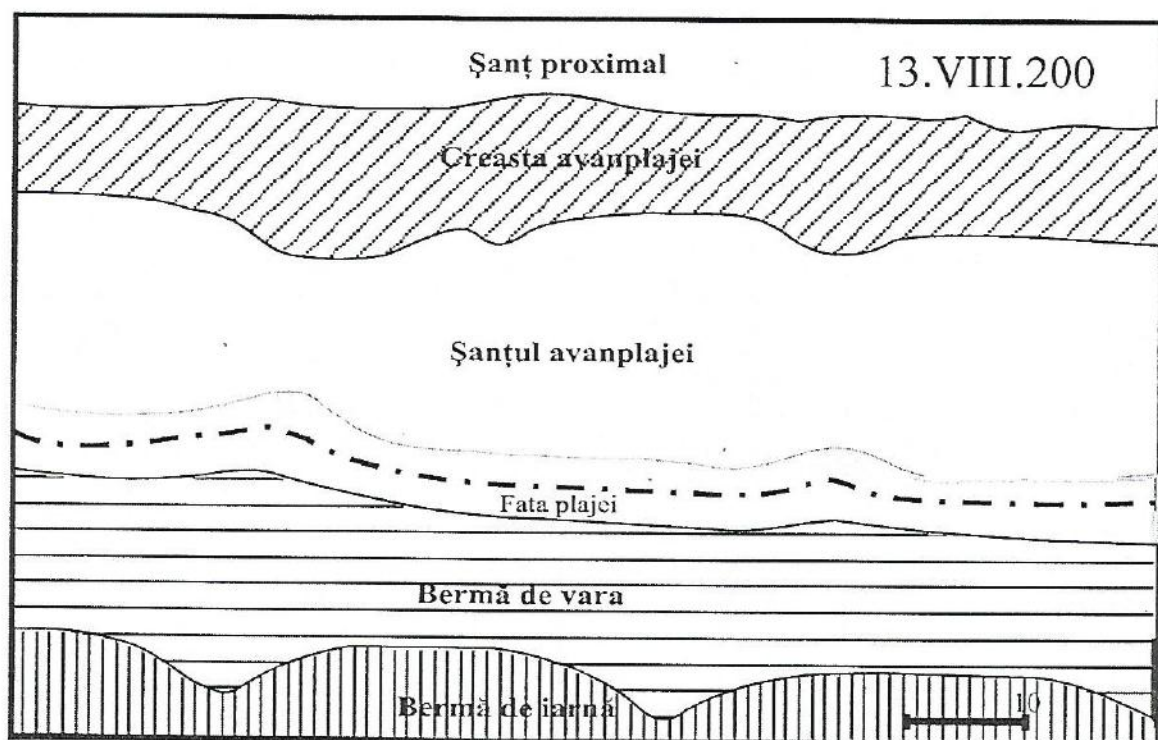


Fig.5 Formarea barelor transversale în cadrul avanplajei pe fondul unui drift nord-sud

extern al avanplajei) și despărțite de fața plajei prin șanțul intern al avanplajei, dar care la intervale regulate comunică între ele.

De fapt, țămurile nisipoase conțin adesea variații dispuse regulat de-a lungul țărmului, denumite elemente de topografie ritmică. Cele mai vizibile sunt variațiile liniei apei, sub forma caspurilor și caspeturilor de plajă (3-10 m, 0,3 m) și arcelor de plajă.

În domeniul submers acestor forme crescentice ale crestei avanplajei (bare ancorate) li se alătură barele propriu-zise atunci când sunt intersectate de canalele curenților rip. Toate aceste elemente de topografie ritmică se pot deplasa în lungul țărmului. Acesta este și cazul unor arce de plajă (cu o medie a lungimii de undă de 52 m) surprinse de noi în dreptul P₅ (19-21.07.2000) care, pe fondul unui drift de țărm cu viteze de 0,3-0,4 m/s, s-au deplasat cu circa 7 m/zi către sud (fig. 6). Aceste deplasări au fost înregistrate atât la nivelul liniei țărmului cât și al avanplajei interne, prin înregistrarea variațiilor volumetrice la 6 profile (R₁...R₆) amplasate pe 19.07.2000 în dreptul principalelor unități morfologice (cap, golf) a 3 arce de plajă succesive.

4. Concluzii

Pe țărmul Sfântu Gheorghe avanplaja are o dispunere asimetrică, mai îngustă în capătul sudic unde energia valurilor este foarte bine disipată de bancul submers situat în prelungirea Capului Buival și mai lată în partea centrală și nordică.

Avanplaja se prezintă ca o treaptă ce înclină ușor către larg, adesea cvasiorizontală, ce cuprinde, în general, o singură creastă formată în partea exterioară datorită spargerii valurilor.

Morfometria avanplajei se caracterizează prin lățimi de 30-60 m și adâncimi cuprinse între 0 ... - 1,5 m. Dinamica avanplajei este deosebit de intensă și se realizează pe două direcții: transversală și longitudinală în raport cu poziția liniei țărmului.

Cele mai intense schimburi în profil transversal corespund intensificărilor stormice: 3 – 8 m³/m/zi la furtunile cu intensitate mică (de vară), 6 – 12 m³/m/zi la furtunile puternice. Aceste acumulări provin predominant de pe terasa țărmului în primul caz și din erodarea țărmului emers, plaje – foredune – dune, în cel de-al doilea caz.

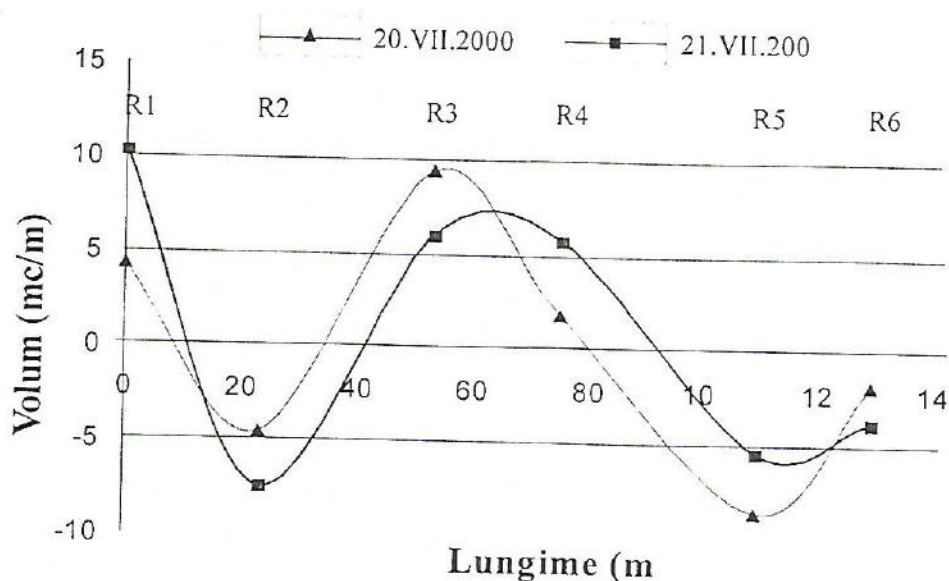


Fig.6 Deplasarea arcelor de plajă (sand wave) în lungul țărmului - sectorul P5. Variațiile volumetrice din 20 și 21 Iulie se raportează la configurația inițială - 19 Iulie (axa lungimilor)

Migrarea sedimentelor din domeniul avanplajei către țărmul emers este favorizată în condiții de mare ușor agitată pe fondul scăderii treptate a energiei marine.

Transportul sedimentelor în lungul țărmului reprezintă principala componentă a variabilității morfologice pentru intervale de timp de ordinul zilelor și săptămânilor. Adesea

asistăm la crearea unor elemente de topografie ritmică, care se deplasează conform sensului driftului de țărm. În iulie 2000 a fost monitorizată migrarea unor arce de plajă succesive, inclusiv continuarea lor în cadrul avanplajei, pe fondul unei circulații nord-sud cu viteze medii, înregistrându-se un ritm mediu de 7 m/zi.

BIBLIOGRAFIE

- D.J.CLARKE, I.G.ELIOT (1988), *Low-frequency changes of sediment volume on the beach face at Warilla beach, New South Vales, 1975-1985*. Marine Geology. **79**, 189-211.
- DOLAN R., VINCENT L., HAYDEN R. (1974), *Crescentic coastal landforms*. Z. Geomorphology. **18**, 1-12.
- LIPPMANN T.C., HOLMAN R.A. (1990), *The spatial and temporal variability of sand bar morphology*. J.Geophys. Res. **95**, 11575-11590.
- KING C.A.M. (1972), *Beaches and Coasts*, St. Martin's Press, New York, 570 p.
- KONICKI K.M., HOLMAN R.A. (2000) *The statistics and kinematics of transverse sand bars on an open coast*, Marine Geology **169**, 69-101.
- RUSSINK E.G., ENCKEVORT I.M.J., KINGSTON K.S., DAVIDSON M.A., (2000), *Analysis of observed two end three – dimensional nearshore bar behaviour*. Marine Geology, **169**, 161-183.
- WILLIAMS A.T. (1974), *Phase changes in beach profiles and beach sediments*, Z. Geomorph., **18**, 13 – 34.
- VESPREMEANU E. (1984), *Morphological and morphodynamic aspects of the submarine relief in front of the Danube Delta*, RRG, géogr., **XXXIII**, 65-71.
- VESPREMEANU E. (1987), *Probleme de Geomorfologie Marină*, Ed. Univ., București.
- VESPREMEANU E. (1989), *Beach morphometry and morphography of the north – western Black Sea Delta Shore*, Anal. Univ. Buc., ser. geogr., **XXXVIII**, 88-94.
- VESPREMEANU – STROE A., CONSTANTINESCU Șt. (2000), *Morfodinamica feței plajei pe țărmul Sulina – Sfântu Gheorghe*, Studii și cercetări de oceanografie costieră **2**.

Facultatea de Geografie
Universitatea din București

AL V-LEA WORKSHOP ROMÂNŌ-ITALIAN DE GEOMORFOLOGIE (27 mai – 3 iunie 2000, București)

Lucrările celui de-al cincilea Workshop Româno-Italian de Geomorfologie au avut ca temă "Procesele geomorfologice în ariile active tectonic". A fost organizat de Institutul de Geografie al Academiei Române și Facultatea de Geografie din București, sub egida Asociației Geomorfologilor din România și Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia din Italia.

Reputați specialiști în geomorfologia aplicată, participanții din Italia au reprezentat universități de prestigiu, ca: Massimo Barbieri, Giuseppe Bettelli, Dorian Castaldini, Marco Capitani, Mario Panizza (Universitatea Modena); Alessandro Chelli, Paolo Roberto Federici, Franco Rapetti, Adriano Ribolini (Universitatea Pisa); Giovanni Palmentola, Francescangeli Ruggero (Universitatea Bari); Sandro Moretti, Giuliano Rodolfi (Universitatea Firenze); Gilberto Pambianchi (Universitatea Camerino)

Tematica abordată a vizat probleme de hazarde în arii seismice din Italia Centrală, respectiv din Apenini; evoluția morfologică a fosei bradanice (Italia de sud); utilizarea alunecărilor de teren ca indicator al activității neotectonice din Holocen în Apeninii de Nord;

Participanții din țară, membrii ai Asociației Geomorfologilor din România (Dan Bălțeanu, Costică Brânduș, Adrian Cioacă, Mihaela Dinu, Florina Grecu, Mihai Ielenicz, Ioan Aurel Irimuș, Nicolae Josan, Ion Mac, Dan Petrea, Nicolae Popescu, Virgil Surdeanu, etc.) s-au înscris, prin comunicări, în tematica generoasă a simpozionului, deși aparent cu caracter restrictiv. Astfel, cele mai multe comunicări au vizat dinamica reliefului subcarpatic, regiune supusă unei neotectonici active, cum ar fi procesele geomorfologice actuale în regiunea seismică Vrancea, mișcări neotectonice și morfogeneza Subcarpaților Tazlăului; Procese geomorfologice în aria de contact Vrancea – Subcarpați; Tectonica și dinamica ariilor cu cute diapire în Transilvania; Considerații privind procesele de pantă din Carpați și Subcarpați.

Aplicația de teren s-a desfășurat pe traseele: București – Breaza- Telega – Cislău cu explicații de dinamica a versanților în areale antropizate și salifere, evoluția văii Teleajenului, dinamica reliefului subcarpatic; Cislău – Pătârlagele- Siriu – Cislău pentru geomorfologia văii Buzăului, Cislău – Berca – Buzău pentru vulcanii noroioși, Delta Dunării și nordul Dobrogei. La colocviu au participat alături de cei înscriși cu comunicări și alți geomorfologi și geologi, cu cercetări în regiunea subcarpatică și carpatică de Curbură, cu explicații în teren: Gheorghe Niculescu, Grigore Posea, Petru Enciu, Ion Zăvoianu, Dănuț Călin. De asemenea, reușita sesiunii s-a datorat sprijinului unor institute și organisme de pe plan local, cărora le mulțumim și pe această cale.

Întâlnirea de lucru dintre geomorfologii români și italieni se înscrie prin noi contribuții calitative la dezvoltarea geomorfologiei dar și la cunoașterea reciprocă a realizărilor, precum și a geografiei, istoriei și culturii unei națiuni.

Florina Grecu

AL XVIII-LEA SIMPOZION NAȚIONAL DE GEOMORFOLOGIE (28-30 septembrie 2000, Sighetu Marmăției)

Frumoasele plaiuri maramureșene au găzduit în perioada 28–30 septembrie al XVIII-lea Simpozion Național de Geomorfologie. Organizarea excelentă a fost asigurată de Asociația Geomorfologilor din România, Facultatea de Geografie a Universității Babeș – Bolyai și de Colegiu Universitar Sighetul Marmăției.

Un moment deosebit al simpozionului l-a constituit mesajul prof. univ. dr. doc. Grigore Posea, președintele de onoare al Asociației Geomorfologilor din România, președintele Societății Române de Geografie, în care a fost prezentată tradiția și istoricul simpozioanelor din România. S-a hotărât de asemenea ca următorul simpozion de geomorfologie să aibă loc la Călimănești.

Lucrările simpozionului au fost deschise de prof. univ. dr. Ion Mac, președintele Asociației Geomorfologilor din România și de prof. univ. dr. Pompei Cocean, decanul Facultății de Geografie al Universității Babeș – Bolyai.

În plen au fost prezentate lucrările Geomorfologia environmentală – un drum de perspectivă (Ioan Mac), Aportul luminiscentei optice în cronologia absolută a Cuaternarului (Sanda Bălescu, Univ. Lille).

Lucrările prezente în cadrul simpozionului au fost grupate în următoarele secțiuni: Paleogeomorfologie (Gheorghe Niculescu, Petre Urdea, Mircea Voiculescu, Bogdan Onac), Geomorfologie dinamică (Ion Mac, Dan Petrea, Ioan Aurel Irimuș, Nicolae Hodor, Maria Rădoane, Nicolae Rădoane, Ionița Ichim, Florina Grecu, Nicolae Popescu, Nicolae Muică, Virgil Surdeanu), Geomorfologie environmentală și planning (Mihaela Dinu, Adrian Cioacă, Ioan Mac, Liviu Floca, Constantin Rusu, Dan Bălțeanu, Eugen Rusu, Gheorghe Niculescu).

Aplicația practică din data de 29.09.2000 s-a realizat pe traseul: Sighetul – Marmăției – Ocna Șugatag- Bârsana- Izvorul Albastru al Tisei – Valea Vișeuului – Coștiui – Ocna Șugatag – Sighetu Marmăției. Au fost date explicații asupra istoricului orașului Sighetu Marmăției, asupra genezei și evoluției depresiunilor Maramureș leud, precum și asupra ramei montane (M. Gutâi, M. Maramureș, M. Rodna). S-au subliniat de asemenea aspecte privind relieful structural și petrografic modul de utilizare a terenurilor și multe alte aspecte care au făcut ca acest simpozion să fie unul de excepție.

*Simpozionul s-a impus prin tematica variată care a cuprins atât probleme teoretice cât și aplicative din domeniul geomorfologiei. Menționăm de asemenea, volumul **Abstracts book** care înserează rezumatele comunicărilor în limbi străine. Volumul a fost editat cu sprijin financiar din Contul 49 CNCSIS (2000), iar organizatorii au fost: (pentru probleme științifice) – prof. dr. Ion Mac, și prof. dr. Florina Grecu; (pentru probleme administrativ-financiare) conf. dr. I.A. Irimuș; redactarea materialelor asist. drd. Liviu Buzilă, prep. Sorin Filip, prep. Maria Hosu.*

S-a remarcat necesitatea racordării rezultatelor geomorfologiei românești cu cele ale cercetării pe plan internațional și cu practica. Garanția continuării cercetării românești la aceleași cote înalte este dată de numărul mare de geomorfologi tineri care au participat cu comunicări în cadrul simpozionului.

Laura Comănescu

AL VI-LEA WORKSHOP ITALIAN –ROMÂN DE GEOMORFOLOGIE (9 – 12 Mai 2001, Bari)

Bari, cel de-al doilea oraș ca mărime și importanță economică al Italiei sudice a găzduit în perioada 9–12 mai al VI-lea workshop Italiano–Român de Geomorfologie. Organizarea impecabilă și primirea generoasă se datorează Departamentului de Geologie și Geofizică al Universității din Bari și mai ales sufletului acestui simpozion, profesorul Giovanni Palmentola.

Prima zi – 9 mai a fost dedicată lucrărilor în plen care au cuprins atât aspecte teoretice cât și probleme aplicate privind geologia, tectonica și geomorfologia celor două țări.

Lucrările au fost conduse de profesorul Bruno Radina, decanul de vârstă al corpului profesoral al Universității din Bari, de prof. Dan Bălțeanu și prof. Ion Mac.

Participanții din România au prezentat lucrările elaborate fie singuri, fie în colaborare și au reprezentat diferite universități din țară, după cum urmează:

1. Prof. Dan BĂLTEANU, Romanian Academy Institute of Geography
2. Prof. Costică BRÂNDUȘ, University of Suceava, Department of Geography
3. Conf. Adrian CIOACĂ, Romanian Academy Institute of Geography
4. Asist. Laura COMĂNESCU, Bucharest University, Faculty of Geography
5. Conf. Mihaela DINU, Romanian Academy Institute of Geography
6. Asist. Florina FOLEA, Bucharest University, Faculty of Geography
7. Prof. Florina Grecu, Bucharest University, Faculty of Geography
8. Conf. Ion IRIMUȘ, Babeș-Bolyai University, Faculty of Geography
9. Prof. Nicolae JOSAN, University of Oradea, Department of Geography
10. Prof. Ion MAC, Babeș-Bolyai University, Faculty of Geography
11. Asist. Stelian NISTOR, University of Oradea, Department of Geography
12. Lector Ileana PĂTRU, Bucharest University, Faculty of Geography
13. Prof. Nicolae POPESCU, Bucharest University, Faculty of Geography
14. Prof. Virgil SURDEANU, Babeș-Bolyai University Faculty of Geography
15. Lector Dorina ILIEȘ, University of Oradea, Department of Geography

Lista participanților din Italia înscrie personalități marcante ale vieții științifice:

1. Prof. Federico BOENZI, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
2. Dott. Giulia CECARO, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
3. Dott. Francesco CIFELLI, C.N.R., Ist. Ric. Argille, Potenza
4. Prof. Luigi DAZZARO, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
5. Dott. Vincenzo DEL GAUDIO, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
6. Prof. Paolo Roberto FEDERICI, Dip. Scienze Terra, Univ. di Pisa
7. Dott. Saverio FIORE, C.N.R., Ist. Ric. Argille Potenza
8. Dott. Ruggero FRANCESCANGELI, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
9. Prof. Luigi LA VOLPE, Dip. Geomineralogica, Univ. di Bari
10. Dott. Maurizio LAZZARI, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
11. Dott. Michael MAERKER, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
12. Prof. Michele MAGIORE, Dip. di Scienze del Suolo Univ. di Firenze
13. Dott. Marco MATERAZZI, Dip. Scienze Terra, Univ. di Camerino
14. Prof. Giovanni PALMENTOLA, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari

15. Prof. Gilberto PAMBIANCHI, Dip. Scienze Terra, Univ. di Camerino
16. Prof. Giuseppe PICCARRETA, Dip. Geomineralogica, Univ. di Bari
17. Dott. Pier Paolo PIERRI, Osserv. Sismologico, Univ. di Bari
18. Prof. Salvatore PUGLISI, Ist. Di Sistemazioni Idrauliche, Univ. di Bari
19. Prof. Bruno RADINA, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
20. Prof. Franco RAPETTI, Dip. Scienze Terra, Univ. di Pisa
21. Prof. Luigi RAPISARDI, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
22. Dott. Adriano RIBOLINI, Dip. Scienze Terra, Univ. di Pisa
23. Prof. Giuliano RODOLFI, Dip. Scienze del Suolo, Univ. di Firenze
24. Prof. Eugenio SCANDALE, Dip. Geomineralogica, Univ. di Bari
25. Dott. Amalia SERGIO, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
26. Dott. Vincenzo SUMMA, C.N.R., Ist. Ric. Argille, Potenza
27. Prof. Nicola WALSH, Dip. di Geologia e Geofisica, Univ. di Bari
28. Dott. Janosh WASOWSKI, C.N.R., C.E.R.S.T., Bari

Tematica deschisă a permis abordarea unor aspecte variate asupra reliefului Italiei și României, cum rezultă și din următoarele titluri

Ion MAC, Virgil SURDEANU, Ion IRIMUȘ, Sorin FILIP
Babeș-Bolyai University, Faculty of Geography

Variations of volcanic landscape in the Northern region of Romania according to the modelling stages of volcanic structures

Nicolae JOSAN, Stelian NISTOR, Dorina ILIEȘ
University of Oradea, Department of Geography

Geostatistical analysis of the hilly area of Barcau river basin

M. MAERKER and G. RODOLFI

Dipartimento di Scienze del Suolo e Nutrizione della Pianta – Università di Firenze

Applicazione del modello Sindorchuck per la valutazione dell'erosione tipo gully

Nicolae POPESCU, Florina FOLEA, Marian ENE
University of Bucharest, Faculty of Geography

Neotectonic movements and river terraces in the Bens Subcarpathians (Buzău-Trotuș river sector)

B. GENTILI et alii

Dipartimento di Scienze della Terra – Università di Camerino

Recent and present morphodynamics in the middle basin of the Tenna river (Marche, Italy)

Florina GRECU,

University of Bucharest, Faculty of Geography

Dynamic elements of morphohydrographical basins (completion index of order of magnitude, lengths, surfaces and perimeters)

Adrian CIOACĂ

Romanian Academy Institute of Geography

Geomorphic processes and quality of landscape in Romania

Mihai IELENICZ, Laura COMĂNESCU, Nela BURCEA, Alexandru NEDELEA

University of Bucharest, Faculty of Geography

Landforms developed in loess in the central and Northern Dobroja Plateau (Romania)

Dan BĂLTEANU

Romanian Academy Institute of Geography

Geomorphic processes triggered by the Vrancea earthquakes

V. DEL GAUDIO and P. PIERRI

Dipartimento di Geologia e Geofisica, Osservatorio Sismologico – Università di Bari
Seismicity and seismic hazard of Aquila (Southern Italy)

Virgil SURDEANU, Ion MAC, Ion Aurel IRIMUȘ, Maria HOSU

Babeș-Bolyai University, Faculty of Geography

Slope dynamics-coevolution and synergism through linear and areal mechanisms

P. FREDERICI et alii

The large landslide in Patigagno di Zer

F. CIFELLI, V. SUMMA

C.N.R. – Istituto Ricerca sulle Argille, Tito Scalo, Potenza

Geologic outlines of the Lucanian clayey units (Basilicata, Southern Italy)

Ion IRIMUȘ, Ion MAC, Virgil SURDEANU, Liviu BUZILĂ

Babeș-Bolyai University, Faculty of Geography

Saliferous structures and geomorphologic hazards

V. DEL GAUDIO et alii

Dipartimento di Geologia – Università di Bari

Seismic landslide hazard in Daunia (Southern Italy): an approach for a time probabilistic evaluation

Mihaela DINU

Romanian Academy Institute of Geography

Geomorphic investigation in the Carpathian and Subcarpathian region for territorial planning

Ileana PĂTRU

Universita di Bucarest, Facolta di geografia

Le potential du habitat des Carpates Meridionales

Costică BRÂNDUȘ, Viorel CHIRIȚĂ

University of Suceava, Department of Geography

Geomorphological hazard in the depressionary areas of the eastern Carpathians and Moldavian Subcarpathians

M. LAZZARI

Dipartimento di Geologia e Geofisica – Università di Bari

Caratteri morfoevolutivi della media valle del F. Basento (Basilicata, Italia meridionale) tra il Pleistocene medio e l'Olocene

A. SERGIO

Dipartimento di Geologia e Geofisica – Università di Bari

La dinamica della costa dei dintorni di Otranto (Puglia, Italia)

G. PALMENTOLA et alii

Dipartimento di Geologia e Geofisica – Università di Bari

The morphological evolution of the sandy beaches of Aquila (Southern Italy): the representative situation of the Ugento beach

Sfârșitul primei zile a fost reprezentat de vizita la Muzeul de Științe ale Pământului din cadrul Universității din Bari, al cărui director Ruggero Francescangeli a fost un pion al acestui colocviu.

Aplicația practică s-a desfășurat pe parcursul a trei zile în care au fost discutate probleme privind geologia și geomorfologia ariei Bradanica; evoluția versanților cu precădere a celor

grefați pe roci moi; depozitele paleolacustre; peisajul vulcanic al M. Vulturo, relieful carstic al promontoriului Gargano; evoluția și amenajarea torenților.

Pe lângă problemele de specialitate programul celor trei zile a dat ocazia participanților de a cunoaște aspecte ale culturii și civilizației italiene prin vizitarea Muzeului Arheologic și a Grotei Dinosaurilor de la Altamura; a orașului vechi Sassi di Matera, a castelului de la Lagopesole; a fabricii de îmbuteliere a apei minerale Sorgente Traficante; a muzeului și a punctului arheologic de la Trinitapoli.

În cadrul colocviului s-a hotărât ca următoarea întâlnire să aibă loc anul viitor la Suceava.

Laura Comănescu